U. D. C. 55 (05)

# 地質調査所月報

第 17 巻　第 5 号

地化成技術研究部
昭和
41. 9. 12
図書室

目　次

報　文

坊城俊厚，尾上　亨：山口県下関市の第三系について…… 1 (253)
丸山修司，堀本健次，河内英幸，小野寺公児，向井清人，石橋嘉一
後藤　進，斎藤友三郎，服部富雄：千葉県君津湾磯根岬
北部海域の海底表層（新期）堆積物と海底砂鉄（第 1 報）
——東京湾口・君津湾海域の海底砂鉄調査研究—— ……17 (269)
堀本健次，小野寺公児，丸山修司：海底地質調査技術の開発について
——水中テレビ機による予備実験—— ……41 (293)

概　報

カラーインデックス（田中・片田）

資　料

台地と地向斜について（黒田　訳）

講演要旨

北海道瀬棚付近の新生界（佐川・植田）
北海道熊石町付近の新第三系について（秦）
島牧—今金地区の金・銀・銅・鉛・亜鉛・マンガン・硫化鉄鉱床について（成田・五十嵐）
築別炭鉱付近における泥質岩類の化学組成について（伊藤・狛・横田・上島）

工業技術院地質調査所

昭和 41 年 5 月

Bojo, T.
Onoé, T.

## 山口県下関市の第三系について

坊城俊厚・尾上　亨

地質調査所月報，Vol. 17, No. 5, p. 253～268, 1966
8 illus., 3 pl., 2 tab.

下関市市街地（彦島，六連島などの芦屋層群分布地をのぞく）に分布する第三系については公表された資料がほとんどなく，その層序の詳細については不明の点が多かった。今回は本第三系を岩相層序から 4 部層に区分し，高橋英太郎の用いた名称を検討，踏襲して全体を幡生層と呼称した。本層は礫岩を主体とする出山型の地層であり，調査地域の南西部で関門層群を不整合に覆うが，東部は N～S 性の断層をもって関門層群と接する。構造は小倉，筑豊炭田の第三系のそれと強い類似を示す。
本層からは植物化石を産し，最上部層準には薄い炭層がみられる。岩相その他から本第三系は小倉炭田の出山層に対比されよう。

551.78 (521.85)

Maruyama, S.
et al.

## 千葉県君津湾磯根岬北部海域の海底表層（新期）堆積物と海底砂鉄（第1報）

——東京湾口・君津湾海域の海底砂鉄調査研究——

丸山修司他 8 名

地質調査所月報，Vol. 17, No. 5, p. 269～292, 1966
10 illus., 4 tab.

本調査研究は東京湾口・君津湾北半部（千葉県君津郡富津町）海域において，海上位置決定・海底地形・海底表層試料採取・海上試錐の諸法により，標高(－) 40 m 以浅の地域の海底砂鉄鉱床を主体とした海底地質鉱床調査研究である。
この種の調査研究は，はじめてとりあげられることになったため，対象を海底表層新期堆積物とし，調査技術の検討が主体となったが，海底表面部の地質概況・粒度構成状況・砂鉄含有状況等，判明した諸事項について述べてある。

553.31:551.46:551.351 (521.29)

Horimoto, K.
Onodera, K.
Maruyama, S.

## 海底地質調査技術の開発について

——水中テレビ機による予備実験——

堀本　健次・小野寺　公児・丸山　修司

地質調査所月報，Vol. 17, No. 5, p. 293～299, 1966
2 illus., 9 pl.

筆者らは海底地質鉱床調査研究にもっとも適応した観察法の一つとして水中テレビ機の活用を考え，千葉県磯根岬南部海域の海底砂鉄調査研究の一環として同機による海底地質観察技術確立のための予備実験を実施した。その結果，水中テレビカメラ，受像モニターなどの優秀性が実証され観察装置として充分使用可能の見通しを得た。しかし，地質鉱床調査研究上の付加装置として船上からの遠隔操作によるカメラ首振り旋回，カメラ指向方位などの角度の掌握，受像記録の多目的使用を目標とした I.V. T.R. 装置の併用などの必要性を感じた。

550.85:621.397(204)

Tanaka, K.
Katada, M.

## カラーインデックス

田中憲一・片田正人

地質調査所月報，Vol. 17, No. 5, p. 300, 1966
13 pl.

主として顕微鏡観察の際に利用する，（岩石学でいう）カラーインデックスを作成した。0.33% から 85% までのカラーインデックスを示したもので，1% から 50% までは，各パーセントごとに 4 種類の図を示した。

552:535

報　　文

551.78(521.85)

# 山口県下関市の第三系について

坊城俊厚*　　尾上　亨*

# On the Tertiary in the City of Shimonoseki, Yamaguchi Prefecture, Southwestern Japan

By

Toshiatsu BOJO & Tōru ONOÉ

Abstract

A project for study of geology concerning the coastal region along the Hibiki Nada (the sea facing west of Yamaguchi prefecture and north of the city of Kitakyushu) is being carried out since 1961 by members connected with the project: Y. TAKAI, E. INOUÉ, Y. SATO and present writers.

In this paper, results of investigation on the Tertiary in the city of Shimonoseki by the writers are described as a part of the above-mentioned project.

Previous works on the Tertiary have been mostly unpublished except a study of plant fossils by I. TAKAHASHI & G. NAITO in 1952. Although the Tertiary occupies only a small area of about seven square kilometers and has little importance economically, it seems to have considerable significance for investigation of mutual relation on Tertiary strata developed in the northern Kyushu (Kokura and Chikuho coal fields) and western Yamaguchi prefecture (Otsu coal-bearing area).

The Tertiary in Shimonoseki is divided into four members by rock-stratigraphic unit as shown in the following table. The writers propose formally to call it "Hatabu formation" according to a town name of its type locality.

| Formation name | Member name | Thickness (m) |
|---|---|---|
| Hatabu | Akadanotsuji sandstone and mudstone | 40+ |
| | Yamanota sandstone and conglomerate | 60± |
| | Takeshita conglomerate | 240− |
| | Kamishinchi mudstone, sandstone and conglomerate | 0～80 |

The formation consists mainly of imperfectly sorted conglomerate with thin lentils of sandstone, mudstone and acidic tuff which are considered as non-marine sediments. Total thickness of the formation is measured 450m or less, thinning gradually towards east.

In the western and southwestern parts of surveyed area, the formation overlies unconformably the basement rock, the Kwanmon group of upper Cretaceous age.

Two fault systems (N-S and NW～SE direction) and three synclinal structures are found in the Tertiary as shown in Fig. 7. The feature of geologic structure considerably resembles those of the Kokura and the Chikuho coal fields in northern Kyushu (so-called

* 燃料部

"Chikuho type" structure).

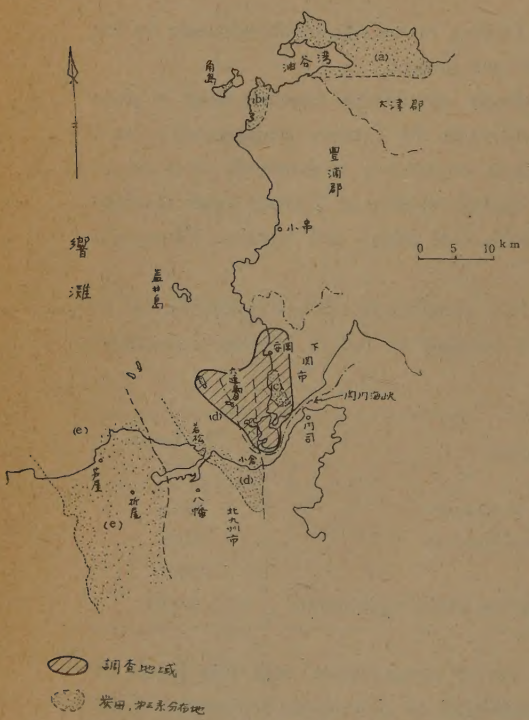
It yields ten species of plant fossils such as *Alnus* sp., *Zelkova ungeri* KOVATS, *Parabenzoin* sp., *Cinnamomum oguniense* MORITA and others (table 2).

However, geologic age of the Tertiary could not be determined by the study of these fossils because only three species of them are well identified.

At present, the writers consider that the Tertiary in Shimonoseki may be correlated to the Ideyama formation, the lowermost part of the Kokura coal-bearing Tertiary, from the lithologic and structural viewpoints.

## 1. 緒　言

響灘(ひびき)沿岸部（山口県西部～北九州市北部）の地質についての調査が，現在，高井保明・佐藤良昭・井上英二および筆者らなどによってすすめられているが，本文ではこれらの調査の一部として筆者らが行なった下関市市街地の第三系についての調査結果を主として述べる。（第1図）




第1図　調査地域図

a. 大津含炭地（黄波戸日置）
b. 大津含炭地（特牛）
c. 幡生層賦存地
d. 小倉炭田
e. 筑豊炭田

この第三系は，後記（3, 4）のように，分布が限定されており，その資源的価値も大きくはない。しかし，南西部に隣接する小倉炭田延長部の北方海域の状況やこれらと響灘北部の油谷(ゆや)湾付近[注1]の第三系との関連性などを今後究明してゆくうえで，その内容を明らかにしておく必要がみとめられる。

下関の第三系についての従来の調査研究は一部をのぞいては未公表で，とくにその層序，構造に関しての詳細は充分明らかにされていない。今回はこれらの点の解明に重点をおき調査し，従来不明であったいくつかを明らかにした。今後に残された問題も多いが，一応，その成果をここにとりまとめ報告する。

下関市市街地に分布する第三系[注2]を筆者は，岩相層序区分に基づき第1表（後記 3.1）のように分帯し，高橋[16]の用いた名称を検討，踏襲して幡生(はたぶ)層と呼称することとした。本層は礫岩を主体とする出山(いでやま)型の地層で，全層厚は 450 m 以下であり西から東へ向かって薄化するものと考えた。本層は東縁部において N～S 方向の断層をもって関門層群と接し，さらに NW～SE 方向の断層が発達し，3 つの向斜構造が上記東縁断層寄りにみられて，その構造は "筑豊型"[7] を示している。本層からは，いまのところ，海棲貝化石はまったく産出しないが，本層の上，下の層準を通じて植物化石が比較的豊富であり，これらを鑑定して第2表（後記 3.3）に示した。後記 3.3 で述べるようにこの植物化石の検討では本層の地質時代を推論することは困難であった。しかし本層は岩相その他から小倉炭田の出山層に対比するのが至当と考える。

以上は成果の要約であるが，今回の調査は層序，構造につき筆者の1人坊城が担当し，野外調査を昭和 38 年 3 月と 11 月に実施し，以後の植物化石の室内研究を尾上が担当した。

調査に際し下関市の御厚意で地形図[注3]を使用するこ

注1）下関市北方約 40 km，山口県大津郡，豊浦郡下，井上英二ら調査中。

注2）市西部の彦島の一部，六連島の第三系（芦屋層群）は小倉炭田の一部としてこれをのぞく。

注3）縮尺1万分の1航空写真図化地形図，野稿図として利用。

とができ，下関酪農安岡工場からは水井戸資料の提供をうけた。また九州大学松本達郎，岩橋徹両氏から資料の提供や御教示をえた。ここに記して謝意を表する。

## 2. 地質概説

調査地域には関門層群[注4]とこれに貫入する玢岩などの火成岩類，第三紀層，洪積層，冲積層などが分布する。

**関門層群**　第三系の基盤として広く分布し，その層序，構造は植田[25]によって研究，公表されている。今回は第三系を主対象とし関門層群については詳しく調査していないので，以下はおもに植田の研究をもととして述べる。本層群は脇野および下関の2亜層群に区分されているが，下位の脇野亜層群は地域南部の彦島南端部[注5]付近にみられるほか，地域東部[注6]で第三系と断層で接して広く分布する。

本亜層群は灰色凝灰質砂岩・凝灰角礫岩・礫岩などのほか赭色の凝灰質岩類[注7]をはさむ。

前記彦島南端部付近の東亜層群は比較的正常な堆積岩（ホルンフェルス化しているが砂岩・頁岩からなる）がみられ，付近の本亜層群からは貝化石[注8]の産出が報じられている。

上位の下関亜層群は南西部の海岸（筋ケ浜～彦島）に好露出があり，本亜層群の標式地とされているが，下部から，角礫凝灰岩・凝灰岩，赭色ないし緑色凝灰質岩類などからなる塩浜層，変質安山岩類とこれと同質の角礫凝灰岩を主とする北彦島火山岩類および変質した凝灰岩・砂岩・礫岩などからなる筋ケ浜層に区分され，玢岩・石英斑岩がこれに貫入する。

地域北部，安岡町東方および北方の関門層群は礫岩，細粒および中粒砂岩，角礫凝灰岩（安山岩質）で構成され，赭色および緑色凝灰岩類を顕著に介在し，石原付近では細～中粒の黒雲母花崗岩に貫入される。この地区の関門層群については，今回検討が不充分であるので，未区分のまま関門層群として一括し地質図などに示す。

関門層群の構造は NE～SW 方向の背斜，向斜が地域の東部（東部隣接部）でみられるほか，一般に E～W 性の走向で，傾斜も概して幡生層（第三系）に較べて大きい。

なお，後記のように地域内の洪積層，幡生層(第三系)を構成する地層は主として関門層群の諸岩層から供給されたとみられる物質によって占められており，これらは密接な関係にある。

**第三系**（後記 3）

**洪積層**　本層は綾羅木川以北，安岡町付近に主として分布し，いままでに，清島[4]および高橋・河野[17]の調査研究がある。

詳細な層序は今回確認できず，また高橋・河野(前出)による層序との正確な照合も果さなかったが，概括的にみて本層は礫層を主体とし，上位に砂層を有し，関門層群上に不整合にのる地層である。

礫層は一般に淘汰不良で，赭色凝灰質岩類，玢岩，変質安山岩類，珪質岩類など主として関門層群源とみられる円～亜円礫[注9]からなり，新鮮な場合でも固結度は第三紀層のそれより低いが，内陸部などでは赤色に風化し，"くされ礫"の状態となり，この場合には下関市市街地に分布する第三紀の風化した礫岩層とはきわめて似た外見を呈する。泥層，各種粒度の砂層がレンズ状に上記の礫層中にはさまれるが，その厚さは数 10 cm 以下の場合が多く，礫層の下半部層準にみられる傾向にある（図版 1)。以上の泥層，砂層をはさむ礫層は，高橋・河野[17]による村崎粘土層，村崎礫層，綾羅木礫層，安岡層下部に相当するように考えられる。

安岡町東部および南東部の上組，梶栗，綾羅木付近には淘汰のよい細粒砂層が，現在の海岸線から 700 m 前後の内陸部に N～S 方向に配列し分布する。（第3図 ds)。上組の安岡中学校わきにその標式的露出があるが，ここでの砂層は軽く固結し，構成物は石英が主で，少量の長石，有色鉱物が肉眼でみとめられ，層厚は 10 m 余で，ほぼ水平に分布する。この砂層は清島[4]の旧砂丘，高橋・河野の富任砂層に当るものであろう。付近の洪積層全般の構造(後記)から推して，この砂層は上記礫層の上位に位置すると思われるが，安岡小学校付近（L. 403, 405）における状況は砂層の下部が下位の礫層の上部と指交関係にある[注10]。(図版 2)　地域内の洪積層は多く綾羅木川以北に分布し，安岡町東部一帯に高度 30 m 以下の平坦地形を呈し，高橋・河野[17]も指摘するように段丘堆積層とみられるが，段丘としての形態はかなり侵食をうけている。洪積層の構造は層理面に乏しく充分にしえないが砂層などの介在している場合から判断し，水平

注4)　文献 (6)による。従来の硯石統，硯石層群の一部。

注5)　田ノ首付近。

注6)　伊倉，宝蔵寺，後田，高倉にわたる一帯（第3図)。

注7)　関門地域中生界の凝灰質岩類については文献 (11) がある。

注8)　*Viviparus* aff. *keisyoensis* SUZUKI, *Nakamuraia* cfr. *chingshanensis* (GRABAU), 文献 (25) による。

注9)　巨礫大のものをしばしばふくむ。最大径 80 cm 程度。

| 地質時代 | 地層（層群・層部層）名 | | 層厚 (m) | 模式柱状 | 岩相その他 | 産出化石 | 火成活動 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 第四紀 | 沖積層 | | 10− | | 砂・礫・粘土・砂丘層 | | |
| | 洪積層 | | 25+ | | 砂層<br>礫層（砂・泥層をはさむ） | | 玄武岩 |
| 第三紀 | 幡生層 | 垢田ノ辻砂岩・泥岩 | 40+ | | ←石炭<br>泥岩（凝灰質）砂岩互層<br>一部に石炭薄層・雑色頁岩<br>←(L.148) | *Alnus. sp.*<br>*Carpinus sp.*<br>*Celtis sp.*<br>*Cinnamomum oguniense MORITA.*<br>*Parabenzoin sp.*<br>*Alangium sp.* | 酸性凝灰岩により代表される火山活動 |
| | | 山ノ田砂岩礫岩 | 60± | | 礫岩・砂岩・泥岩・凝灰岩の互層<br>（第5図参照） | | 同上 |
| | | 武久礫岩 | 280− | | ←(L.146) 巨ー細礫岩を主とし，数m以下の砂岩・泥岩（凝灰質）などのレンズをはさむ<br>内陸部ではくされ礫状，赤色に風化<br>炭質物・植物化石にとみ一部に偽層（入）・珪化木<br>←(L.275)<br>←(L.290) | (L.146)<br>*Carpinus sp*<br>*Zalkova ungeri KOVATS.*<br>*Liriodendron honsyuensis . ENDO.*<br>*Cinnamomum oguniense MORITA.*<br>(L.290)<br>*Quercus sp.A*<br>*Quercus sp.B* | 同上 |
| | | 上新地泥岩砂岩礫岩 | 0-80 | | 上新地部層<br>上部：泥岩・砂岩・凝灰岩互層<br>（第5図）<br>上新地部層<br>下部：礫岩をはさむ細粒岩層 | | 同上 |
| 上部白亜紀 | 関門層群 | 下関亜層群<br>脇野亜層群 | | | 岩相その他文献（25）参照 | | 珪岩類<br>斑岩類<br>安山岩類 |

第2図　下関付近地質柱状図（第三系を主とす）

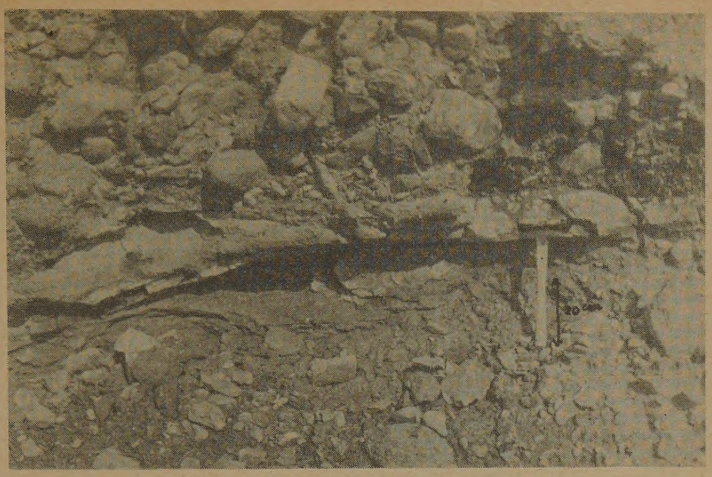


図　版　1　　安岡町村崎鼻（L. 321）における洪積層

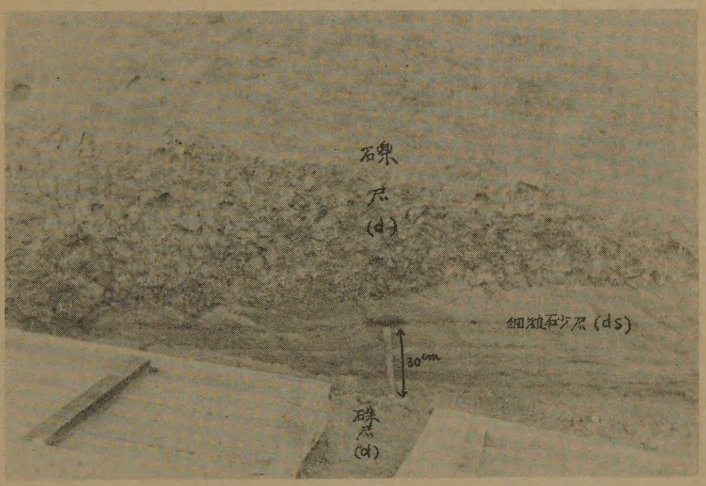



図　版　2　　安岡小学校校内付近（L. 450）における洪積層礫層
（第3図d）と細粒砂層（第3図ds）との指交関係を示す露出

か，ゆるく西方海岸線方向に傾くものと推定できる。村崎鼻の砂・泥互層（図版 1）の示す走向・傾斜は，本互層が礫層中のやや不規則な形態のレンズとみられるので，付近の一般的構造を示すか否かは疑問である。

既往の資料の一部[4]では綾羅木川以北に古第三系の分布をみとめているが，今回は次の考えからこれを上記洪積層にふくめて扱った。

1)　古第三紀層とされた礫層は構成礫種，淘汰度，あるいは風化して“くされ礫”状となる点では下関市市街地の第三系（幡生層）と類似する。しかしこれらの礫層は一部で前述のように明らかに洪積層とみられる砂層と指交関係にある。

2)　これらの礫層およびこれらと一連の関係にある安岡町東部一帯の礫層は，前記したように，新鮮な場合でも固結度は幡生層の礫岩に及ばない。また礫層にはさまれる砂，泥層も幡生層のものに較べて一段と固結度が低い。

3)　これらの礫層にはさまれる砂，泥層は，幡生層の場合に較べ，介在頻度が低く，層厚が薄い。植物化石も産出しない。

4)　両者の間に構造上のちがいがある。すなわち，幡生層は基盤（関門層群）と分布の東縁部で断層で接し，礫岩層の構造も介在している砂岩などから容易に判定され，一般にかなりの傾斜をもつが，綾羅木川以北の礫層はこのような構造を示さない[注11]。

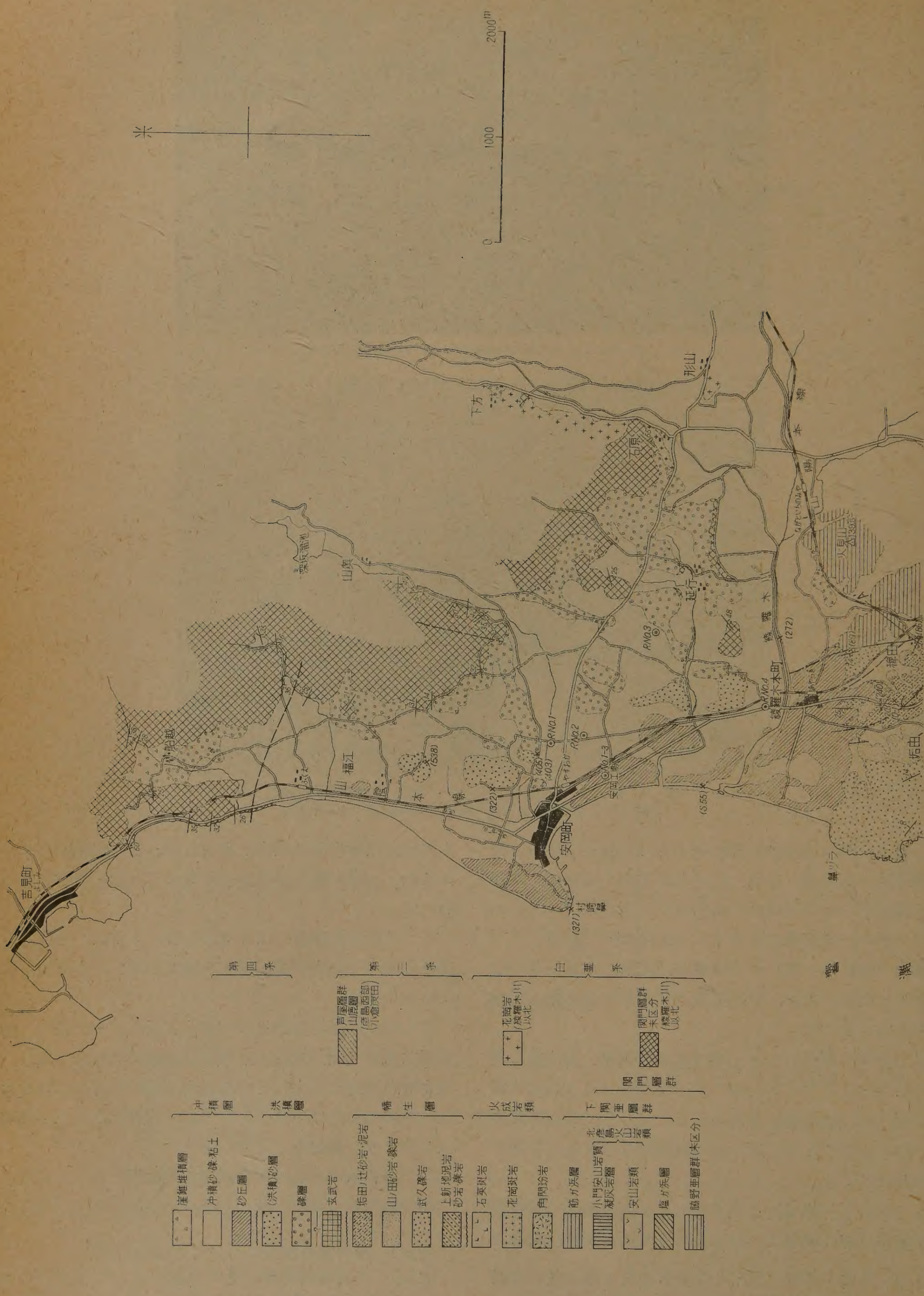
5)　綾羅木川以北の礫層は段丘堆積層とみなされる。

6)　綾羅木川～安岡間の水井戸の資料[注12](第4図)を

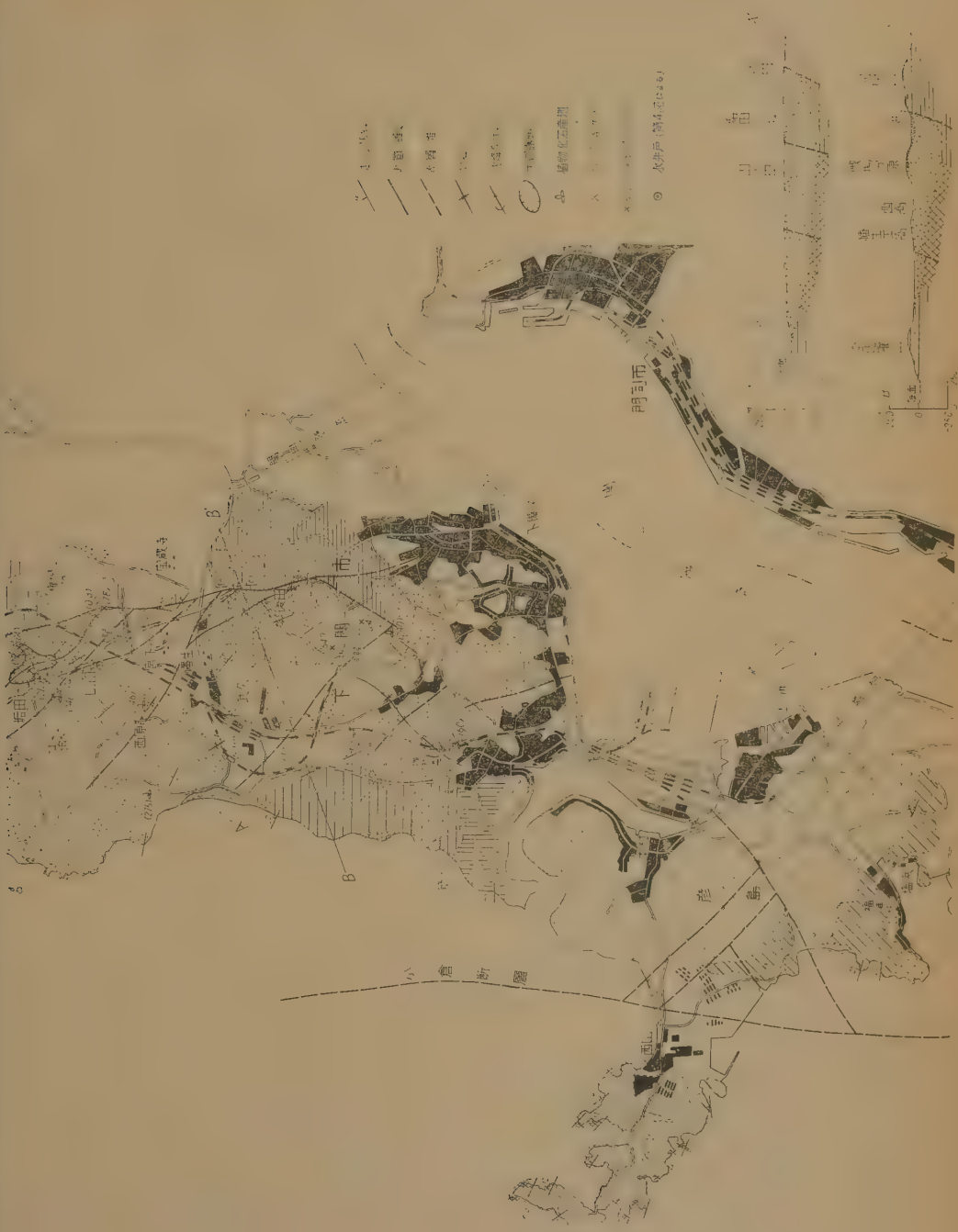
注10）高橋・河野（17）も富任砂層の下部は横に綾羅木川礫層に移化する部分があろうとしている。

注11）幡生層の構造については 3.2 参照。

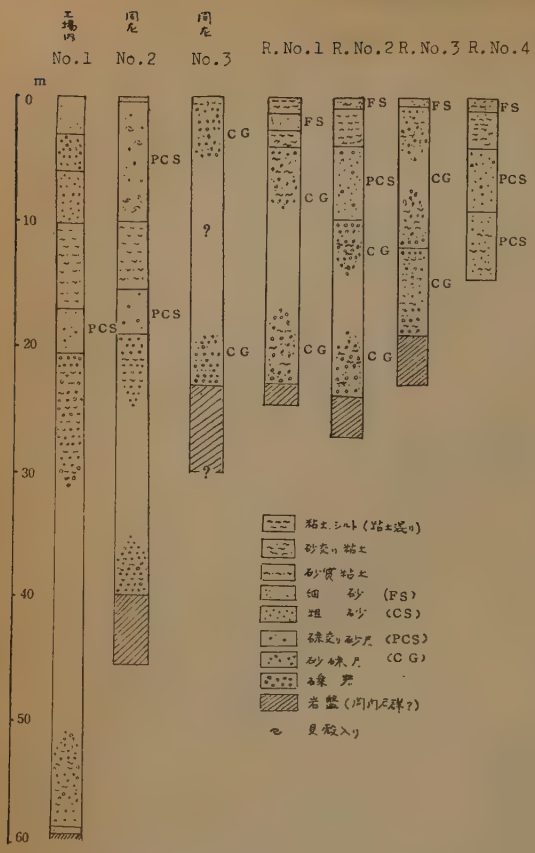
注12）下関酪農安岡工場の厚意によって水井戸のコアを検討できた。



米
0
1000
2000m
吉見町
安岡町
綾羅木本町
垢田
形山
下方
崖錐堆積層
沖積砂・礫・粘土
砂丘層
(洪積)砂層
礫層
玄武岩
武久礫岩
石英斑岩
花崗斑岩
角閃玢岩
安山岩類
脇野亜層群(未区分)
第四系
第三系
白亜系
花崗岩
関門層群




第3図　地質図




第 4 図　安岡付近水井戸柱状図（位置は第 3 図参照）
下関酪農安岡工場資料による

検討したが，第三紀層と考えられるものは分布しない。

なお，綾羅木川以南にも洪積層とみられる礫層などが小規模に分布する。（第 3 図）

**玄武岩**　後田付近に，幡生層および関門層群の平坦面（高度 45～50 m）上に玄武岩熔岩が台地状に分布する。玄武岩は，一般に黒灰色ち密で，かんらん石が肉眼でみとめられ注13)，玄武岩流の下底には玄武岩質の火山礫凝灰岩層がある。玄武岩流の厚さは前記凝灰岩層をふくめ最大 55 m 程度とみられる。この玄武岩溢流の時期については幡生層以後とのみしかいえない注14)。

**沖積層**　安岡町付近，綾羅木川流域，下関市市街地などの低地を形成し，砂，礫，粘土からなる沖積層があるが，これとは別に安岡町南部，武久海岸，彦島西山海岸には砂丘層注15)が分布する。この砂丘層は未固結で，大部分，細～中粒の石英粒からなり前記洪積層の砂層（安岡中学付近に標式的にみられるもの）とは固結度，産状を異にする。山陰線綾羅木駅付近の凹地では 7～8 m 以上の層厚がある注16)。海岸線付近の海浜砂，これら砂丘層の一部については佐藤良昭の重鉱物研究が現在すすんでいる。

## 3. 第 三 系

地域内の第三系は下関市市街地（幡生付近）一帯に分布するものと彦島の一部およびその西方島嶼（六連島など）にみられるものとの両者があるが，以下主として前者について報告する注17)。

下関市市街地一帯の第三系についての調査研究が行なわれたのは，ほとんど，終戦以降であり，その概略は以下に述べるが，いままでに本第三系の資料で公表されたものはきわめて少ない。

1947 年，村越・波多江・友枝らは小倉炭田調査の報告1)5) 中に本第三系についてふれているが，1948 年，加藤・清島によって本第三系分布地の北半部の炭田調査3)が実測地形図に基づき実施され，層序区分（砂岩頁岩互層その下位に礫岩層）と炭層の追跡が行なわれた。はじめて本第三系全般を対象としたのは 1950 年の小原の研究10)であり，これを「市内第三紀層」と呼称し，岩相から，上部，中部および下部に区分し，若干の植物化石の記載を行なっている。土田24)は 1952 年，炭層調査を目的とした概査を行ない，下関砂岩層（下位），武久礫岩層（上位）をみとめた。同年，高橋・内藤15)は本系からの植物化石を記載し，古植物の観点からの時代考察を行なっている。なお，建設省は関門海峡付近の地質を工事誌9)として公表し，その中で本系に言及しているが層序などの詳細は述べられていない。

### 3.1 層　序

下関市市街地一帯に約 7 km² の面積を占めて分布する第三系は礫岩を主体とし，上部に砂岩・泥岩・凝灰岩などの量を増加し，現在みられる最上部付近では，ほとんど，礫岩を欠くようになる。（第 2 図）

今回は本第三系を岩相層序区分によって第 1 表のように分層し，分布地のほぼ中心にあたる幡生（山陽線幡生

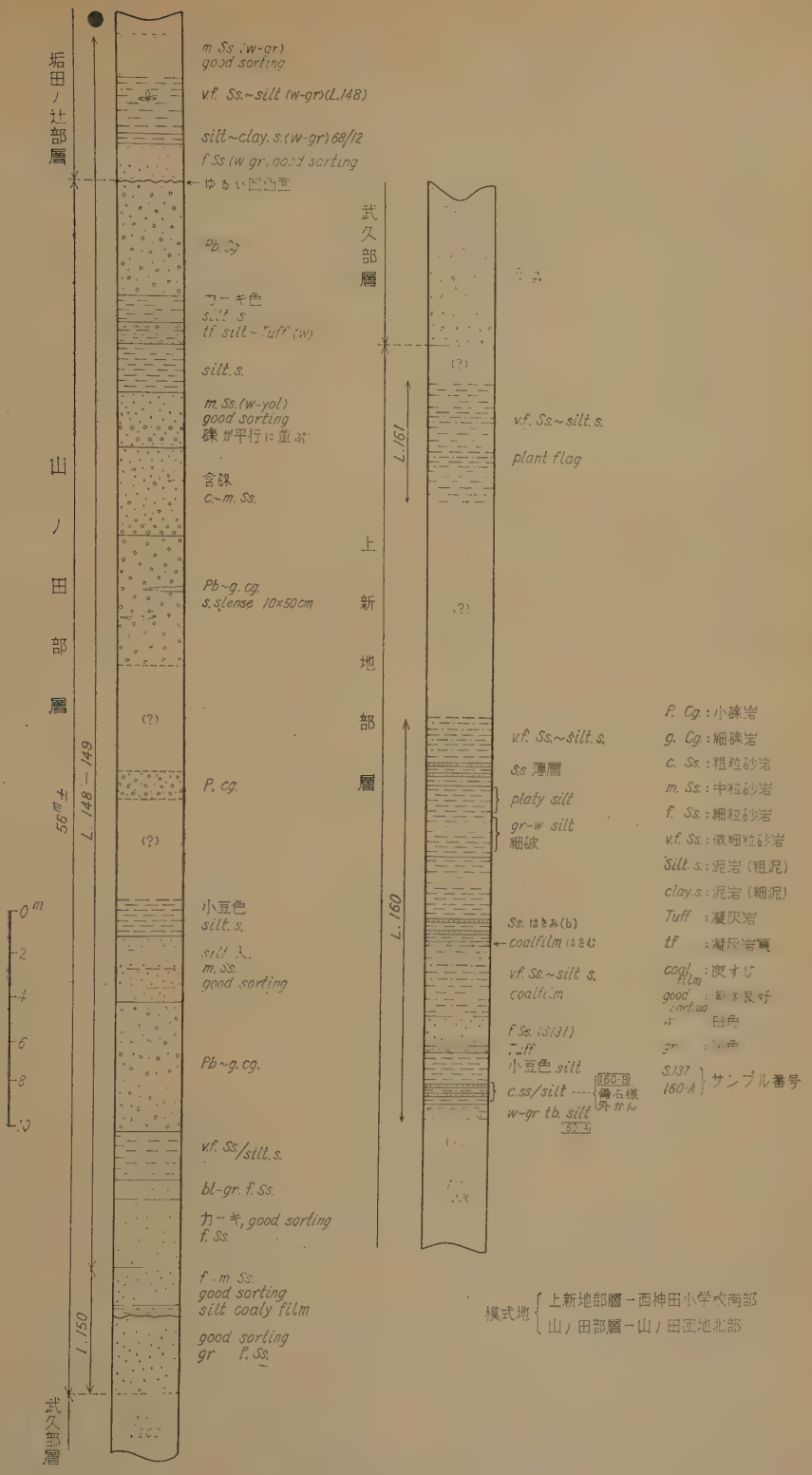
注13)　文献（10）には岩石の記載があり粗面玄武岩としている。

注14)　後田付近では玄武岩流下に礫層などの存在がなく，地域内の洪積層との関係を明らかにしえなかった。

注15)　小原の砂丘層，清島の新期砂丘，高橋・河野の砂丘砂層にあたる。

注16)　砂丘層は風によって散乱し，海岸付近の沖積土を覆いあるいは沖積土中に混入し，凹地を埋積する。第 3 図はこのような散乱砂層も砂丘層として表現してある。

注17)　前者は下関含炭地の第三系であり，後者は小倉炭田の第三系の一部である。後者については岩橋・小原（3）の文献が詳しい。




第 5 図　上新地部層，山ノ田部層の模式柱状図

駅付近）を標式地として幡生層と呼称する注18)。

第1表　層序区分表

| 層名 | 部層名 | 層厚 (m) |
|---|---|---|
| 幡生層 | 垢田ノ辻砂岩泥岩 | 40＋ |
| | 山ノ田砂岩礫岩 | 60± |
| | 武久礫岩 | 240− |
| | 上新地泥岩砂岩礫岩 | 0〜80 |

本層は関門層群を不整合に覆い，総括的には，下位から礫岩ではじまり砂岩・泥岩互層に終わる1堆積輪廻を表わしているように考えられ，層厚は最大 450 m 程度で東（東縁断層）に向かって薄化するものと思われる。

下位の部層からその概要を次に述べる。

**3.1.1　上新地泥岩砂岩礫岩部層**

この部層は第三系分布の南限近くの上新地，西神田町などにわたる市街地に，基盤の関門層群の湾入・凹部を埋めて局地的に発達したものと考えられる。住宅，市街地のため好適な露出が少ないが，調査時たまたま，西神田小学校南の道路工事場(L. 160) で良好な露出が観察された。(第5図)

厚い礫岩（後記武久礫岩部層下底）の下位には本部層の上部とした泥岩および微細粒砂岩（灰白ないし灰褐色，数 cm の堅い細粒砂岩バンドをはさむ)と細粒，中粒砂岩の互層がみられる。

この互層中には白色酸性凝灰岩（最も厚い凝灰岩で層厚 65cm 程度）・凝灰質砂岩・凝灰質泥岩のほか炭質物すじをはさんでおり，互層の厚さは，一部の観察不能箇所もふくめて，約 30 m である。これより下位の本部層の下部については露出が不充分のため不明の点が多いが，おそらく小礫岩注19)をふくむ泥岩がちの互層と推定できる。本部層の層厚は上記の上新地町付近で約 80 m と考えられ，土田[24]の下関砂岩層としたものに相当しよう。本部層と下位関門層群との直接の関係は明らかにしえなかったが，この部層の分布形態，構造などから判断して不整合とみて誤りはあるまい。

**3.1.2　武久礫岩部層**

幡生層の主部をなし，武久，垢田，西原町などに広くみられ，とくに武久海岸から北方鼻ヅラにかけての海岸線に標式的に露出する。

本部層の構成は，大部分，細礫から巨礫にわたる各種粒度の礫岩からなり，しばしば砂岩・泥岩の薄層を介在する。

礫岩の礫は変質安山岩類，玢岩類が多く，粘板岩，珪質岩，花崗閃緑岩，赭色岩類，半花崗岩，砂岩などがみられるが，これらの大部分は関門層群など中生界に起源を求められるものが多い。礫の形状は円礫ないし亜円礫で，最大のものは径 62cm であるが，礫径の大きさの分布は，本部層を通じ，水平および垂直的に規則性をみいだしえない。礫岩の基質は礫とほぼ同様の組成をもつ中粒ないし粗粒砂である。

新鮮な場合（海岸部など）の礫岩は固結度がかなり高く（礫を基質からとりだすのに努力が要る），全体として緑色を帯びた暗灰色であるが，内陸部の露頭は風化が著しく "くされ礫" 状を呈して礫種の判定が困難となる。風化礫岩およびそれから生じた土壌は黄橙ないし赤橙色となる。

礫岩中には，しばしば，各種粒度の砂岩・泥岩・凝灰質泥岩がはさまれるが，観察した範囲ではレンズ状であって，その層厚は 6 m 以下であり，植物化石や植物破片をふくむところがある。武久海岸付近の礫岩中には偽層がみられる。

基盤関門層群と本部層は金比羅（武久南部）付近では，下位の上新地部層を欠いて直接し，不整合関係にある。

本部層の層厚は，全般として東方に薄化する傾向にあると判断されるが，もっとも厚い場合で 280m 程度であろう。

**3.1.3　山ノ田砂岩礫岩部層**

最近開発された山ノ田団地の切割には武久部層の上位に砂岩・礫岩などの互層がみられ，武久部層の礫岩と同性質の小礫岩（厚さ数 m のもの4枚），淘汰のよい中粒砂岩・礫質砂岩・凝灰質泥岩・凝灰岩をその構成員とする。(第5図)

この部層は岩相上，下位の武久部層と上位の垢田ノ辻部層（後記）との間の漸移相と考えられるが，山ノ田以外の地区（迫，垢田，宮の下，幡生，後田など）では市街地などのため露出は不良である。

本部層の上限，下限の境界は第5図に示すが，本部層中の礫質砂岩のうちには級化現象がみられるものがある。

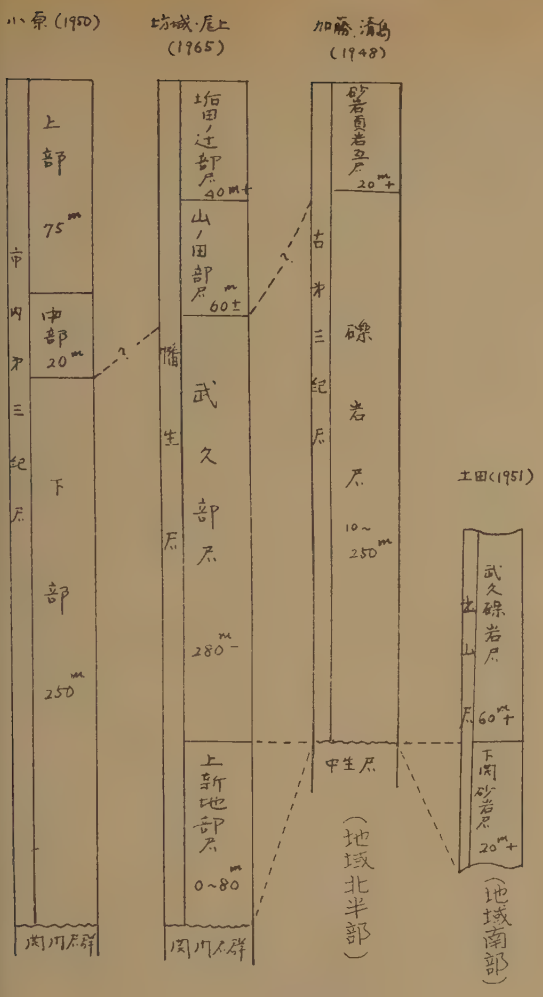
山ノ田 (L. 148) 付近の本部層の厚さは 56 m 程度とみられる。

**3.1.4　垢田ノ辻砂岩泥岩部層**

垢田ノ辻付近を通過する1向斜にそって幡生層最上部には薄い炭層をはさむ砂岩・泥岩互層が分布し，これを垢田ノ辻部層とした。

注18)　高橋 (16) は本第三系を同じく幡生層と呼んでいるが，その層序・構造などの詳細は明らかにしていない。小原 (10) は本層を市内第三紀層と呼んだが資料は未公表である。

注19)　L. 160 南方の厳島神社付近に露出。




第 6 図　層序区分比較図表

本部層は微細粒ないし中粒砂岩（淘汰良好），泥岩（茶褐色，青灰色など）を主とし，石英質粗粒砂岩，酸性凝灰岩，薄炭層，雑色頁岩[注20]などをはさみ，凝灰質泥岩など細粒岩中に植物化石，植物破片を豊富にふくむ。

本部層は加藤・清島[3]の「砂岩頁岩互層」の上半部にほぼ相当すると思われるが，層厚は 40 m＋ とみられる。

以上の層序区分と従来の層序とを比較すると第 6 図の関係にあるものと考える。

### 3.2 構　造

第 7 図などにみられるように幡生層の示す構造は西部は不整合，東部では断層をもって基盤岩類と接し，東縁断層（N～S 性）近くに向斜構造がみられ，さらに，NW～SE 方向の数条の断層が推定される“筑豊型”のものである。したがって，西隣の小倉炭田・筑豊炭田の構造と強い類似性を示していることはいうまでもない。

#### 3.2.1 断層系

地域内では N～S および NW～SE 方向の 2 系統の断層が顕著である。

N～S 方向の断層 $F_1$（第 7 図）は稗田（ひえだ）から後田にかけて約 4 km の間，ほぼ直線状に，幡生層と基盤関門層群との間に追跡され，第三系分布の東縁を画する重要なものである。この断層は市街地，冲積層下を走ることが多いが，幡生以北において下関市立大学校庭（L. 78），稗田付近（L. 86），稗田向山分譲地（L. 89 など）の数地点に断層面が観察でき，この他の地点の断層付近の状況も加えて判断すると，この断層は全体として N10°W の走向を有し，断層面の傾斜は W70° 前後（ところにより垂直）を示すものである。

断層にそっての破砕帯は顕著でないが，断層近くの第三系の傾斜は一般に急であり，北部では西に，南部では東に傾斜することが多く，第三系の層理面が断層によって切られることはまれである。また断層の見掛上の層間落差は是松（これまつ）付近（幡生北方）でもっとも大きく，北部の稗田向山分譲地付近で減少する[注21]。筑豊炭田などにおける基盤断層の生成機構についての“堆積断層”の考え方は[12)13)23)]以上に記した本地域の東縁断層，後記する向斜の発達など本地域の構造特性を説明する場合に適用性が大きい。

NW–SE 方向の断層としてここに一括するものは前記東縁断層（$F_1$）に較べてその走向が一層北から西へ偏する系統のもの（第 7 図 $F_2$～$F_7$）である。これらは全般的な地層の分布状態，構造から主として推定したもので，市街地などによる露出の不足からその性状は充分明らかにしえなかったが，いずれも，走向 N30～55°W で，最南部の断層 $F_7$ をのぞき，南西側が相対的に落ちた正断層であり，東縁断層（$F_1$）に合体するものと考えられる。

断層 $F_8$ は後田町南部の市営競技場付近における第三系の断続状況から推定したもので走向 NE～SW とやや特殊のものであるが，東縁断層（$F_1$）の南部延長とも考えられうる[注22]。

#### 3.2.2 向斜構造

第 7 図に示すように，地域内には $S_1$, $S_2$ および $S_3$ の

注20）部分的に紫赤色，紫色を呈するいわゆる雑色頁岩。

注21）稗田向山分譲地の一部の露出では第三系と基盤との関係が不整合を思わせるものがあり，注意を要する。

注22）市営競技場より南西の高尾付近などにおける状況を延長して考えると $F_8$ 付近では第三系と基盤とは不整合関係にある可能性も若干ある。

第 7 図　地 質 構 造 図

$F_1$: 後田断層
$F_2$: 稗田断層 (推定)
$F_3$: 山ノ田断層
$F_4$: 宮ノ下断層 (推定)
$F_5$: 幡生断層 (推定)
$F_6$: 大坪断層 (推定)
$F_7$: 西大坪断層
$F_8$: 白雲台断層 (推定)
$S_1$: 垢田ノ辻向斜
$S_2$: 後田向斜
$S_3$: 大坪向斜

3 構造がみとめられる。

$S_1$ および $S_2$ の 2 向斜は東縁断層寄りに互いに雁行しているが，東縁断層とはゆるく斜交し，向斜軸の伸長方向はむしろ NW～SE 系断層の延長方向とより密接するようにみえる。しかし，両向斜軸ともその北端においては NW～SE 系断層に切られるような傾向にある。また，両向斜はともに東北翼の傾斜が強い非対称性の構造をもつ。地域南部の $S_3$ の構造は，東北方にゆるく沈降した向斜であるが，付近の構造は向斜というより半盆状構造と称した方が適切であろう。この半盆状構造は第三系堆積時における基盤岩の形態を反映したものであろう。

今回は上記の断層，向斜の生成時期および相互の関係を充分明らかにできなかったが，2 系統の断層は，一般に，その接合部付近では低角度に交わり合体する傾向にあり，相互の生成期はさほど隔たるものとは思われない。

また，断層と向斜の関係は向斜の形成が若干断層のそれに先がけたような状態にある。明確にいえることは東縁断層の形成が玄武岩の溢流以前であることである。

### 3.3 植物化石

#### 3.3.1 従来の研究

小原[10]は幡生層から垢田ノ辻付近，権現（ごんげん）山西麓および旧練兵場[注23]において化石を採取し，立岩教授の鑑定として次のもの[注24]を挙げている。

*Phyllites* sp., *Juglans* sp., *Dryophyllum*? sp., *Viburnum*? sp., *Planera*? sp., *Nyssa* sp.

その後，高橋・内藤[15]は稗田および後田旧練兵場南側の 2 地点[注25]から 14 種を記載し，それらは「‥‥漸新世まで下りうるものもあるが，全体から見て中新世の要素を強く示している」とし，これらを後田フロラと呼んだ。高橋はその後さらにこれらを再検討[16]して，組成上，温暖帯のもので下部鮮新世のものとし，日明（ひあかり）産（小倉炭田出山層）のもの，都野津層群（島根県）のものと一括して，幡生化石植物群と呼称を変更している。

棚井[21]は後田フロラは台島型組成を示すものとした。

#### 3.3.2 今回の調査研究

植物化石産地として確認した箇所は，北から垢田北部（L. 240），垢田ノ辻（L. 84），山ノ田（L. 148），山ノ田国道切割（L. 146），武久北方（L. 275），市営競技場（L. 290）であるが，このほか幡生層の上下層準を通じて植物破片がしばしばみられる。

やや形態の整った化石を産出する層準として，今回，次の 4 つをみとめた。

| （層　準） | （産出地点） |
|---|---|
| 垢田ノ辻部層最下部 | L. 148, 240 |
| 武久部層上部 | L. 146 |
| 〃　下部 | L. 275 |
| 〃　最下部 | L. 290[注26] |

以上の産出地（層準）のほかに，従来の資料（前述）などから化石の採集が期待できる箇所がいくつかある[注27]。

植物化石は，いずれも，泥岩・凝灰質泥岩などの細粒岩中に，必ずしも葉理面に平行ではなくやや乱堆積状を呈してふくまれる。武久部層中に産出するものは粗い礫岩中に介在する泥岩などの薄層にみられ，連続性に乏しい調査地域内では，一般に，植物化石層を鍵層として追跡するのは困難であった。

今回採取しえた化石は保存が不完全のものが多く，量も少ないが，尾上によって鑑定（第 2 表，図版 3）が行なわれた。

第 2 表　植物化石表

| 種　名 | 産　地 |
|---|---|
| *Alnus* sp. | L. 148 |
| *Carpinus* sp. | L. 146, 148 |
| *Quercus* sp. A | L. 290 |
| *Quercus* sp. B | L. 290 |
| *Celtis* sp. | L. 148 |
| *Zelkova ungeri* KOVATS | L. 146 |
| *Liriodendron honsyuensis* ENDO | L. 146 |
| *Cinnamomum oguniense* MORITA | L. 146, 148 |
| *Parabenzoin* sp. | L. 148 |
| *Alangium* sp. | L. 148 |

採取された化石は個体数が少なく，また鑑定しえたものもわずか 10 種類，なかでも完全に同定されるものは *Zelkova ungeri*, *Liriodendron honsyuensis*, *Cinnamomum oguniense* の 3 種にすぎなかった。個体数においては *Alnus* sp. が一番多く，次いで *Zelkova ungeri*, *Parabenzoin* sp., *Cinnamomum oguniense* の順とな

注23）第 3 図中，L. 0−1～4 として位置を示す。旧練兵場は現在の市営競技場。

注24）未公表資料であるのでここに示す。

注25）地点が図示されていないので明らかでないが，ほぼ小原のものに当ろう。

注26）産出層準の正確度には多少疑点がある。

注27）垢田ノ辻（小原 L. 0-3，垢田ノ辻部層上部），旧練兵場南側（小原 L. 0-4，今回の L. 290 の北西方約 350 m 付近，武久部層中部），南高校校庭（L. 540，確認しなかったが確実視される）

り，その他はいずれも1個の産出にとどまった。これらの化石のみからその時代，生棲環境の決定を行なうことは不可能であるが，他の研究結果を参照して現在の段階で述べるなら次のようである。

これらの化石が示す気候は温帯～暖帯性である。またこれらの産出する地質時代を現在までの日本における古植物の研究結果[22]から考えると，Alnus, Carpinus, Quercus, Zelkova および Alangium は，ほぼ第三紀全般から産出し，*Celtis* は中新世中期～鮮新世前期，*Liriodendron honsyuensis*, *parabenzoin* は中新世中期～同後期，そして *Cinnamomum oguniense* は中新世中期のみから，それぞれ産出している。以上は今回採取した化石についての一部の事実とこれに関連した現況を参考として掲げたまでである。

この植物群は幡生層の地質時代を考えるうえに重要な役割を果しうるように思われるので，今後，できうればさらに多くの化石を採取して同植物群の組成を明らかにしてゆくことが望ましい。

### 3.4 対比その他

従来の資料の多くは幡生層を大辻層群出山層または小倉炭田の出山層に相当するものとしている。

幡生層と西隣の小倉炭田の第三系とは，両者至近距離にありながら，その間に基盤岩類，海域などが存在するため，いまのところ直接的関係が不明の点が多い。また幡生層は分布が狭く，その上位には芦屋層群にあたる地層の分布もなく，対比にあたってはかなりの制約がある。

小倉炭田の第三系と下関市市街地の幡生層の両者を比較してみると次のようである。

1) 小倉炭田には大辻層群と上位の芦屋層群があるが，下関市市街地には前記のように芦屋層群にあたるものはみられない。

2) 岩相，層位および構造の点から幡生層は小倉炭田の出山層にもっとも類似し，その要約は以下 3)～6) のとおりである。

3) 小倉炭田の出山層，幡生層とも淘汰不良の礫岩を主体とする“出山型”の地層であり，構成礫種もほぼ同様であり，風化して赤色化する。ただし前者は岩橋・小原[2]も指摘するように上部の礫岩には珪質岩礫が増加するが，後者では上部，下部を通じ構成礫種に変化がない。

4) 両者ともに礫岩中に砂岩・泥岩およびそれらの互層を頻繁にはさみ，これらはしばしば凝灰質である。また両者とも酸性凝灰岩の薄層や，わずかながら雑色頁岩[注25]を介在する。しかし幡生層では上新地部層の一部や垢田ノ辻部層のように砂岩泥岩の互層部が比較的厚く発達する[注29]。(第5図など)

5) 両者ともまったく海棲貝化石を産せず，植物化石にとむ。高橋[16]は両者それぞれからの化石植物群を幡生化石植物群として一括している。(3.3)

両者とも炭層，炭質頁岩，珪化木をはさむが，胚胎層準および胚胎規模には差異がある[注30]。

6) 両者とも分布地域の西部，南西部において基盤岩類（大部分関門層群）を不整合に覆い，東部では断層で接する。

以上から従来の考え方のうち幡生層を小倉炭田の出山層に対比する考え方は，主として岩相，構造上の見地から，支持することができる。なお，幡生層最上部の垢田ノ辻部層は厚い礫岩部層の上位にあり，かつ炭層をはさむ点から小倉炭田の夾炭層（遠賀層）の下部に相当するという見方もできるが，現在，これを積極的に証拠づける資料はない。

幡生層の地質時代を明確に論じた資料は非常に少ないが，本層を大辻層群出山層に対比した従来の一部の考え方はこれを古第三系（漸新世）とみなしたものと思われる。一方高橋[16]は幡生化石植物群を下部鮮新世とみなしているので，これらの間には大きな時代的の差異がある。今回は幡生層を小倉炭田の出山層に限定して対比したが，小倉炭田の出山層の層位などについては，現在，問題[8)14)19)20)]が提起されているし，植物化石のうえからもその時代を推論する充分な根拠がえられなかったので，ここでは本層の時代の決定は，一応，保留しておく。

## 4. 結　語

調査研究上の問題点，今後の課題などを次に挙げて結語とする。

**層序区分について**

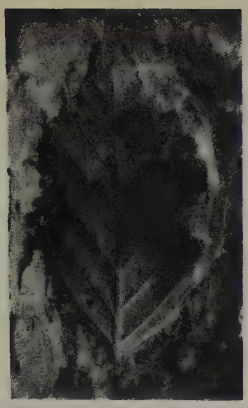
幡生層は比較的簡単な岩相の構成を示すが鍵層がなく精密な岩相層序区分を行なうことに多少の困難さがあった。今回の層序区分（第1表）のうち山ノ田部層は下位の武久部層，上位の垢田ノ辻部層の中間にあって漸移相を示すものであり，これを1部層として扱うことに多少

---

注28) 出山層では到津遊園地付近および篠崎神社付近の天籟寺部層中，幡生層では垢田ノ辻部層中。

注29) 出山層では文献 (2) によれば地表に分布する限りでこのような互層部はおおむね 15 m 以下とみられる。

注30) 炭層は出山層で最下部天籟寺部層中のものを一時稼行，幡生層は最上部の垢田ノ辻部層中の薄層。珪化木は前者では天籟寺部層中に巨大なものがあり，後者は武久部層中に1カ所のみが知られている。



1 *Alnus* sp.

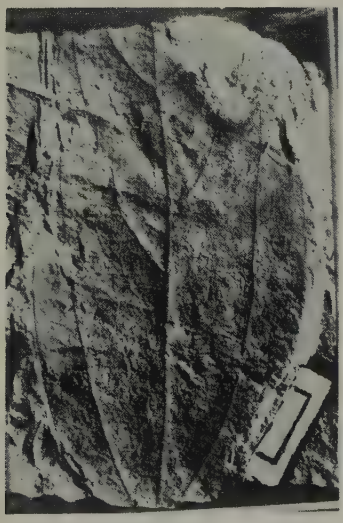
2 *Carpinus* sp.

3 *Quercus* sp. A

4 *Ouercus* sp. **B**

5 *Celtis* sp.

6 *Liriodendron honshuensis* ENDO



7 *Cinnamomum oguniense* MORITA

8 *Cinnamomum oguniense* MORITA

9 *Parabenzoin* sp.

図　版　3

の問題もあろうが，地質図に表現した場合の実用性を考慮し部層としてみとめた。

また上新地部層および山ノ田部層の両者はそれぞれの標式地（3.1 参照）以外には連続して観察できる露出がなく，模式柱状図（第5図）のほかに補助的な柱状を示すことができないのは遺憾である注31)。幡生層の主体をなす武久部層についての分帯が可能であるならば地質構造などを一層明確にすることができるが，この部層は上下の層準を通じて特色が少なくこれ以上分帯することはできなかった。

幡生層からはいくつかの層準に植物化石を産出するが，いまのところこれらの古生物資料をもって岩相層序区分（第1表などが）チェックできるまでに至っていない。

**構造について**

幡生層の構造がかなり典型的な“筑豊型”を示すことは明らかにしえたが，これと関門層群などの基盤構造との関連については充分でない。

幡生層の構造のうち NW～SE 系の断層は大部分推定断層であって今後これらの性状を究める必要がある。

東縁断層に向かって幡生層の層厚が薄化・収斂することはおもに本層の構造特性から推測したものであるが，調査地域内には炭鉱や深尺の試錐資料がなくこれを実証することは現在できない。

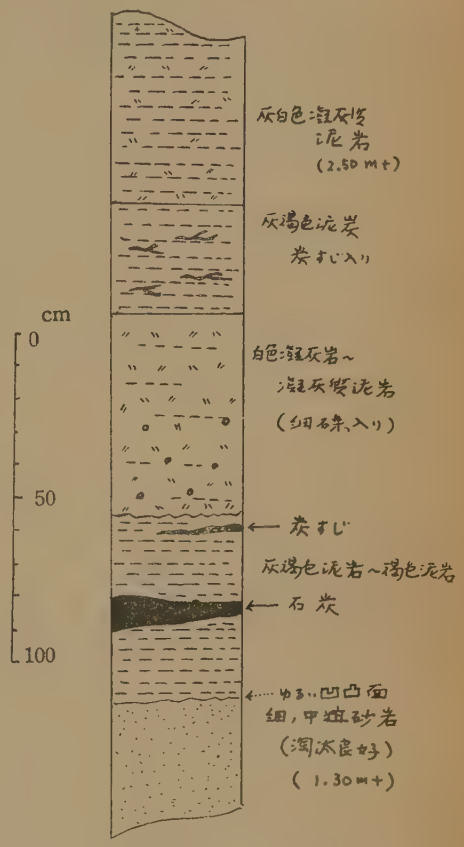
**幡生層の分布限界**

地域西方の響灘海域には幡生層の分布が予想されるが，それはさほど広い範囲ではなく，基盤（おそらく関門層群）との関係は不整合であろう。そしてこれらの追跡をふくめた西方海域の探査は小倉炭田の北部の状況，小倉炭田第三系と幡生層との関連などを解明するうえから今後の重要な課題である。

幡生層分布の北限とそこにおける状況とを知ることは今回の調査の目的の主要なものの1つであった。小倉，筑豊など九州北部の炭田の多くは北部に海域があってその延長部がほとんど不明であるからである。現在みられる限りでは幡生層は綾羅木本町以南にその分布が限られていて，そこでは基盤岩類との関係は不明である。しかし幡生層全体の構造から類推し，とくに向斜 $S_1$（第7図）が北方に浮上することから幡生層の分布範囲は綾羅木川以南に限られ，ほぼ現在地表でみられるものよりそう広くは北方へ延長していないと思われる。そして基盤岩との関係は不整合である可能性が強い。

**地下資源について**

前記（3.1）に述べたように幡生層の最上部（垢田ノ辻部層）には石炭の薄層がみられ，向斜 $S_1$ の沈降部に小盆状構造をなし賦存する。炭層の状況については加藤・清島[3]の資料に詳しいが，この炭層は層厚 10 cm 以下で膨縮があり，琥珀の微粒がみられることがある。（第8図）




第8図　炭柱図
垢田ノ辻付近（L. 211）

また土田[24]によれば地域南部桜山神社付近（L. 541）において二尺位の炭層を採掘したとの情報があるが，土田の調査でも今回も炭層を確認できなかった注32)。

以上から幡生層中の炭層の経済性はみとめられない。

珪砂については綾羅木川川口（L.S. 55）注33)に採掘跡がみられ，沖積層の砂丘層（2. 沖積層参照）および洪積層中の砂層（第3図 ds）を資源的観点から検討する要があろう注34)。

（昭和 40 年 11 月記）

注31)　市街地である関係上，今後土木工事などによる露出を求める以外に方法はない。

注32)　炭層の情報のある付近の層準は上新地部層と思われる。

注33)　佐藤良昭の観察による。

注34)　綾羅木本町東方（L. 272）の表土下には層厚約 30 cm＋ の粗粒の石英砂層がみられるが，その拡がりなどは今回未調査である。

## 参考文献


1) 波多江信広・村越英雄・友枝哲夫 (1947): 小倉炭田調査概報 (演旨), 地質学雑誌, vol. 53, no. 622～627
2) 岩橋 徹・小原浄之介 (1959): 小倉炭田の層序と地質構造, 地質学雑誌, vol. 65, no. 768
3) 加藤 信・清島信之・竹内忠雄 (1948): 山口県下関炭礦鉱区調査報告, 商工省地質調査所大阪出張所
4) 清島信之・吉本 淳 (1951): 下関市安岡付近含炭地地質調査報告, 全国埋蔵炭量炭質統計調査
5) 村越英雄他 (1947): 小倉炭田地区調査概報, 炭田調査会報告, 地質調査所
6) 松本達郎 (1951): 蝦夷層群と関門層群, 地質学雑誌, vol. 57, no. 666
7) 松下久道 (1960): 九州編, 日本鉱産誌, BV-a, 東京地学協会
8) 野田光雄 (1961): 小倉炭田の層位関係について, 九州鉱山学会誌, vol. 29, no. 5
9) 日本道路公団 (1960): 関門トンネル工事誌
10) 小原浄之介 (1950): 下関の地質, 九州大学進論
11) 応地善雄 (1952): 関門地域の中生代凝灰質岩石に就いて (第 1, 2 報), 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 36, no. 1, 2
12) 坂本陸泰 (1954): 海老津～宮田地域の古第三系堆積盆地, 九州鉱山学会誌, vol. 22, no. 12
13) 坂倉勝彦 (1964): 石炭地質学, 技術書院
14) 斎藤林次 (1957): 小倉炭田の夾炭層の層位に就いて, 九州鉱山学会誌, vol. 25, no. 1
15) 高橋英太郎・内藤源太朗 (1952): 下関第三紀植物 (短報), 地質学雑誌, vol. 58, no. 677
16) 高橋英太郎 (1959): 西部本州における中生代以降の植物群の変遷, 山口大学理科報告 vol. 10
17) 高橋英太郎・河野通弘 (1964): 下関市安岡付近の洪積層, 地質学雑誌, vol. 70, no. 824
18) 高橋 清 (1957): 小倉炭田遠賀層の花粉及び胞子, 九州鉱山学会誌, vol. 25, no. 8
19) 高橋 清 (1962): 西日本古第三紀夾炭層に見られる植物相 (要旨), 化石, no. 3
20) 高橋 清 (1962): 小倉炭田のいわゆる「出山層」の層序学的位置, 九州鉱山学会誌, vol. 30, no. 9
21) 棚井敏雅 (1955): 本邦炭田産の第三紀化石植物図説 I, 地質調査所報告, no. 163
22) TANAI, T. (1961): Neogene Floral Change in Japan, *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. IV, Geology & Mineralogy, vol. 11, no. 2.
23) 田代修 (1961): わが国炭田の調査結果と将来の探査, 鉱山地質, vol. 11, no. 45～46
24) 土田耕造 (1952): 六連島付近地質調査報告, 全国埋蔵炭量炭質統計調査
25) 植田芳郎 (1957): 下関市付近の地質—特に関門層群の層序と構造について, 地質学雑誌, vol. 63, no. 736

553.31 : 551.46 : 551.351 (521.29)

# 千葉県君津湾磯根岬北部海域の海底表層（新期）堆積物と海底砂鉄（第 1 報）

## ——東京湾口・君津湾海域の海底砂鉄調査研究——

丸山修司*　堀本健次**　河内英幸**　小野寺公児**　向井清人**
石橋嘉一**　後藤 進**　斎藤友三郎***　服部富雄

# On the Submarine Recent Sediments and Iron Sand in the Northern Part of Isone-zaki, Chiba Prefecture

By

Shiyūji MARUYAMA, Kenji HORIMOTO, Hideyuki KAWACHI,
Kōji ONODERA, Kiyoto MUKAI, Kaichi ISHIBASHI,
Susumu GOTŌ, Tomosaburō SAITO & Tomio HATTORI

Abstract

The survey of the submarine iron sand deposits has been carried out in the area less than 20 m depth of Kimitsu bay which is situated in the mouth of Tokyo bay. Importance was laid on the investigation of various kinds of techniques for submarine survey such as topographical survey, sampling of recent surface sediments, and columnar sampling, because the survey of submarine geology and ore deposit had been carried out for the first time in the Geological Survey.

Some data are obtained as to the followings:

（1） The development of shelves and the direction of valleys about 15 m below the water.

（2） The distribution of submarine recent sediments and basement rocks.

（3） The relation between the size distribution of the superficial parts of the recent sediments and the distribution of iron sands.

**要　旨**

本報告は東京湾口・君津湾内，水深 20m 以浅の海域の海底砂鉄鉱床調査の結果である。

実施内容は海底地形測定と，海底新期堆積物の表層および柱状試料採取とであったが，海底地質鉱床調査研究が本所においてははじめてのため，各種調査技術の検討と資料の作製が主体となった。

今回判明したこととしては，

（1） 標高 −15m 付近に広がる陸棚の発達状況とその中の谷の方向性。

（2） 海底面における基盤岩層と新期堆積物の分布概況。

（3） 新期堆積物表面部の粒度構成と砂鉄分布状況との関連性。

等がある。

## ま え が き

わが国の製鉄用原料として使用される鉄鉱石の約 80% は輸入鉱石で占められ，国内産鉄資源は残りの約 20%に当り，その内訳は鉄鉱石・砂鉄・硫酸焼鉱・その他の鉄源注1)の 4 種類で，15:21:24:40 の比率をなし，そのうち砂鉄は国内産鉄鉱石の約 35% を占めているので，

* 鉱床部
** 技術部
*** 物理探査部

注1) スケール，高炉灰，平炉滓，タタラ滓，鉄滓，鋼滓等をいう。

わが国では重要な鉄資源の1つとなっている。

わが国の砂鉄鉱床については古くからチタン資源または鉄資源として調査が進められてきたが，とくに昭和28年からは地質調査所において『含チタン砂鉄鉱床調査研究』として，また昭和29年からは『未利用鉄資源開発調査』[注2]により，わが国の陸上地域に分布する砂鉄鉱床について，その地質鉱床，鉱石鉱物，品位，鉱量を調査し，その実体が明らかにされた。

砂鉄鉱床の開発が進むにつれて，海浜砂鉄の供給源ともなるべき浅海海域の砂鉄賦存の可能性が考えられ，昭和30年頃から海底砂鉄の存在が問題とされてきた。

しかし当時は海底砂鉄の存在を探査する方法もまったく確立されていなかったので，委員会から本所に，海底砂鉄調査の依頼があった。地質調査所では海底砂鉄の探査には陸上の砂鉄鉱床のように直接観察をすることができないので，調査方法の探査への適応性や，探査結果について地質鉱床学的な解釈をどのように行なったらよいか等，種々困難な問題をかかえていたため，まずその探査技術の確立を主眼として研究を開始した。

その第1段階として，昭和31年にまず千葉県一宮・大原沿岸海域でプロトン磁力計を用いて海上からの磁力探査を行ない，海底に分布する砂鉄鉱床に対する適応性の検討を実施した。その後，千葉県飯岡・北海道噴火湾・鹿児島県指宿・青森県淋代・東京湾および有明海等の沿岸海域について，約6カ年におよび，海上からの磁力探査と海底砂鉄の関係について調査研究を実施した。

その結果，着磁率約12%の砂鉄原鉱が厚さ1m，半径50mの規模で水深10mの海底に分布する場合の海上における磁気異常は数10γ程度であり，海底に玄武岩ないし安山岩等の火成岩質岩石が分布する場合には数100γないし数1,000γ程度の磁気異常となることが推定されるにいたった[1]。

そこで，地質調査所では，この磁力探査の結果と，その結果に対して地質鉱床学的な解釈をどのように取り扱うかについて総合的な基礎研究を行なうために，昭和37年から鉱床部・燃料部・物理探査部および技術部との総合調査研究として大陸棚海域の地質調査研究を取りあげ，その調査研究の一環として海底砂鉄の調査技術の開拓および海底砂鉄の堆積環境の究明を目的とした研究を実施することになった。

今回の調査研究は上記の海底砂鉄に関する調査研究の第1回目のもので，これまで実施された海底砂鉄の賦存状況を予知するための物理探査結果を，地質鉱床上から検討確認するための種々の探査技術上の問題点に対する実験にもっとも適した調査海域として東京湾口・君津湾北半部を選定し，探査方法の実験と試料採取方法の実験研究を目的として調査を行なった。

なお，本調査研究を進めるに当って，海底砂鉄の地質鉱物に関しては服部・丸山，海底の微地形と砂鉄濃集に関する研究は堀本，海底砂の流動状況とその資料採集方法についての研究は小野寺，調査船の位置を設定するための海上位置決定法についての研究は向井・石橋，海上簡易試錐法およびその技術的な開発研究については河内・後藤のそれぞれが担当し調査研究を開始したが，その当時の総括責任者であった服部富雄は昭和37年7月の第1次調査研究直後，不治の病におかされ，翌38年3月に亡くなったので，そのあとを丸山が代って，この調査研究を総括した。

また海底表層堆積物中の粒度分布の解析に関する資料の整理に当っては金属課吉田則子が，その一部を担当した。

## 1. 調査研究海域

本調査研究の対象海域である磯根岬北部海域は千葉県君津郡富津町および大貫町の南西海浜の前面に拡がる海面で，東京湾口（観音崎北方の旗山崎：富津岬）の東側に直接する君津湾の北半部に当る。（第1図）

君津湾は北を富津岬，南を鋸山山麓の両突出部（その間，南北約14km）にいだかれた，間口が広く奥行の浅い湾で，湾内の浜は中央部に小さく突出する磯根岬から

第1図 位置図

注2） 通商産業省地下資源開発審議会，未利用鉄資源開発調査分科会，第1次計画（昭和29～33年），第2次計画（昭和34～36年），「未利用鉄資源」，第1～9輯。

2段の弧状の海浜に分けられている。湾内は水深 20 m 以浅の海底平坦面からなり，底質は中粒砂を主体とする浅海新期堆積物からなることが多い。

今回調査研究を実施した範囲は，君津湾の北半部，東西延長約 10 km，南北延長約 6 km の範囲である。

## 2. 現地における作業日数

本回の調査研究は次の4期に分けて実施した。

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| (イ) | 昭和37年6月12日 ～6月23日 | 現地日数 | 10日間 | 47日間 |
| (ロ) | 〃 6月25日 ～7月10日 | 〃 | 14日間 | |
| (ロ)′ | 〃 7月14日 ～7月25日 | 〃 | 10日間 | |
| (ハ) | 〃 11月5日 ～11月19日 | 〃 | 13日間 | |

この内訳は (イ) が海上用図根標識設置（陸上作業），(ロ) および (ロ)′ は海底新期（表層）堆積物および海底地形の調査研究，(ハ) は海上試錐（柱状試料採取）技術研究の諸期間であり，海上調査研究（ロ・ロ′・ハ）期間の日数は 37 日間である。

なお，海上調査研究期間の 37 日間には予期しなかった台風および不連続線の通過があり，そのための強い風浪・降雨または濃霧発生等による作業不能の日数，および使用機器設置・撤収等に要した日数があり，実際に海上で調査研究を実施した日数は 17 日間で，稼働率は非常に低く，約 46% となった。

## 3. 本調査研究の主眼点

海底砂鉄鉱床は，その賦存状況から，未固結の海底新期堆積物中に賦存するものと固結化した海底基盤岩層中に賦存するものとの2形態が考えられる。

本調査研究においては，砂鉄の堆積環境を掌握する目的があるとともに，砂鉄の経済上・技術上の現況から，当面の対象を未固結の海底新期堆積物中の砂鉄鉱床として各種の検討を進めることとした。

現在，海底砂鉄鉱床の調査研究の実施には調査技術上に困難な問題が多い。たとえば一地点の観察を行なう場合，陸上では周囲の地形または地物の相互関係から地形図上にその地点を確認して表現することができ，地質に関する観察・試料採取などもできるが，海上の場合には位置の決定・海底地形・地質観察・試料採取等，多くの技術的な問題があり，その障害の解決を急ぐ段階にある。

今回の調査研究においては上記の状況および本調査研究が初めての海底地質鉱床調査研究であることなどの理由から，まず(a)海上における位置決定について，(b)地質鉱床調査研究に適応した海底地形図作成および解析について，(c)堆積環境資料としての海水流動状況について，(d)海底地質試料採取について等，方法上・技術上の諸問題の解決を主眼とした検討を進めつつ，海底砂鉄の賦存状況についての検討を実施した。

## 4. 海上における位置決定について

海上で位置を求めるためには海流・風浪等からの障害を除去し，乏しい特定目標から船の位置を求めるため，海上電波計測法をはじめ，各種の船位決定法が行なわれている。

地質調査所では昭和 31 年から地質調査研究に適応する海上物理探査法と海上位置決定法の検討を進めてきており，海上位置決定法については電波計測の技術確立と方法改善，および眼視測定の精度向上とそれに伴った方法・技術の確立につとめ，とくに後者については各種の実験・検討を重ねてきた。

今回の調査研究では対象範囲が海岸線に近い（6 km 以内）沿岸海域であることから位置決定法は眼視測定とし，精度を高めるために，沿岸海浜に 15 カ所の海上用図根標識を設け，これらを船上から2台の六分儀で測定し，三桿分度器により図上にプロットする方法を取った。

海上用図根標識はL形鋼材を枠としたベニヤ合板張り白色塗装板（3尺×9尺）を数枚組合せ，その組合せ方により特長のある標識を作った。

これらの方法によれば，沿岸地帯に濃霧が発生しない限り，本調査範囲内での位置決定に大きな支障は認められなかった。

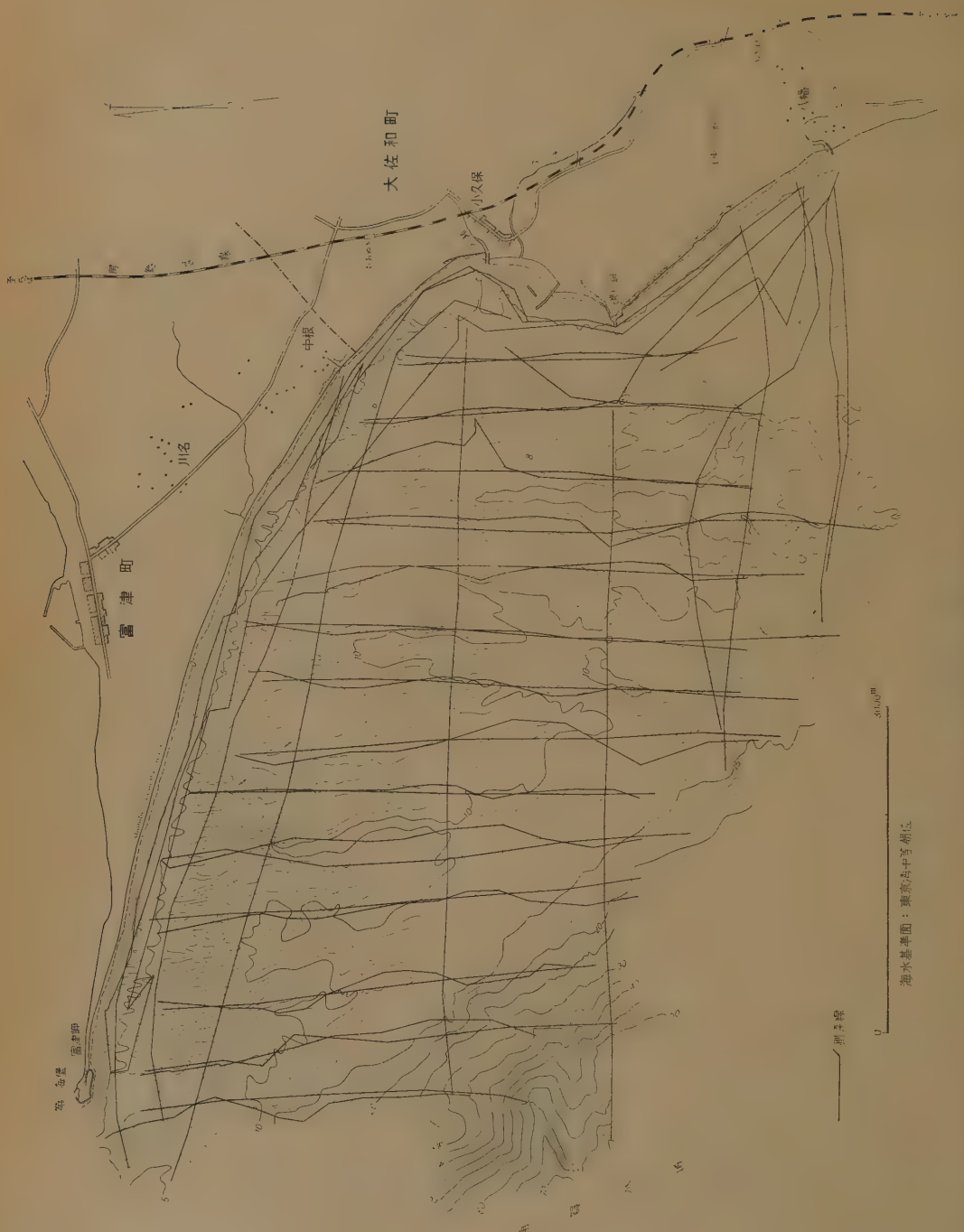
## 5. 海底地形作成と地形解析について

一般の地形図作成に際しては基準点から誘導された測点の精度と測点の分布密度により精度が左右され，地形状態の表現は各測点間の地形を展望し，図上に表現するのが常である。海底地形図作製に際しては海面下の地形展望・観察が技術上困難な現況にあるため，できるだけ多数の測点または測点の連続である測線を設定する必要がある。

本調査研究における海底地形は地質鉱床調査研究に適応した海底地形図として，縮尺を2万分の1とし，極力地形特長の掌握に努めた。

調査方法としては既存の日本無線株式会社製 NTA-101A 型音響測深機（指向性±各 10 度）を使用し，前記の海上位置決定法により，調査研究対象海域(60 km²)に対し，測深線（測点の連続）延長 290 km の深度測定を実施した。

測深線の配分は測深作業を海底表面部堆積物試料採取作業と並行して実施した関係から，第2図に測深線とし




第 2 図　千葉県房総半島北部浅海底地形図

て図示したように，南北方向（岸から沖へ）の測線が主体となり，東西方向（汀線に並行）の測線の設定が割合に少ない結果となった。

本海域の海底地形図（第2図）は上記の測深結果を詳細に検討して作製したが，これによれば本海域は浦賀水道（水深 70 m 以上）の東側に直接する海底平坦地（陸棚）からなり，平坦面から水道への急斜面の平均傾斜は2度以上となる。

海底平坦地（陸棚）は平均傾斜1度以下の緩斜面からなり，水深 5～15 m 間はとくに広い平坦面となる。これらの平坦地には南北に延びるU字谷（陸棚谷）がほぼ 1,000 m 間隔に存在し，東半部では谷の方向が N70°E 性を加え，複雑な形となっている。

なお，海底地形に関する詳細な検討結果は，担当者が整理を加え別の機会に述べる予定である。

## 6. 堆積環境資料について

（とくに海水流動状況について）

海底における堆積環境は，おもに海底地形・海水流動状況・堆積物の物性，の3者の相互関係により構成されることが考えられる。

本調査研究においては以上の考えから海水流動状況資料として，本海域の波浪概況と打上砂鉄の分布する海浜前面の波向の2点を検討目標として取り上げた。

本海域の波浪概況については，本海域に一番近い横浜測候所の測定資料を気象月報（1958 年～1960 年）中から調べた結果，本地方の風向は概して NNW と S～SW の2方向が卓越し，そのうちでも強風（風速 15 m/s 以上）中の約 70% が SSW～SW の方向性を示すことがわかった。

本海域では，S～SW の方向はちょうど外洋に連なる方角に当り，この方向から強風が吹く折には波高 3 m，周期8秒程度の波（ウネリによる）の発生が珍しくないといわれる。

打上砂鉄の分布する海浜前面の波向は砂鉄の打上げの環境を知ることを目的としたもので，本回は小久保浜（磯根岬北西側海浜で打上砂鉄が分布）前面の水深 3 m と 6 m の2点で波向測定の実施を計画した。使用機器は定置式レーリー盤波向計（協和商工株式会社製）を任意地点に簡易に設置・測定できるように改装したものであるが，本器は海中に投入設置した際に波向計の基準方位線とその場の磁針方位または真方位との相違角度[注3)]を確認する必要があり，その点の機械構造上の不充分さを改善するために時間を要し，今回は実際に測定する段階にいたらなかった。

## 7. 海底地質試料の採取について

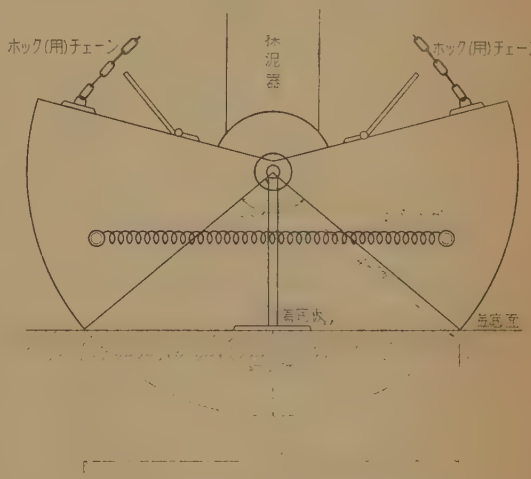
海底地質試料の採取法には数多くの機具と方法があり，それぞれの特性がある。

本調査研究の対象は前記のように，おもに海底新期（表層）堆積物であり，その表面部試料の採取と厚さ 3 m（希望する長さ）の柱状試料の採取についての2点が今回の検討の主眼点である。

### 7.1 海底表面部試料の採取について

海底表面部試料の採取器は，本調査研究が砂鉄の含有状況と堆積環境を掌握する点にあることから曳航式採泥法（線状に試料採取）をさけ，希望する一地点の試料採取の可能なグローブ・バケット型採泥器の一種，田村式採泥器を使用した。

田村式採泥器（第3図参照）は，採泥器が正常な姿勢



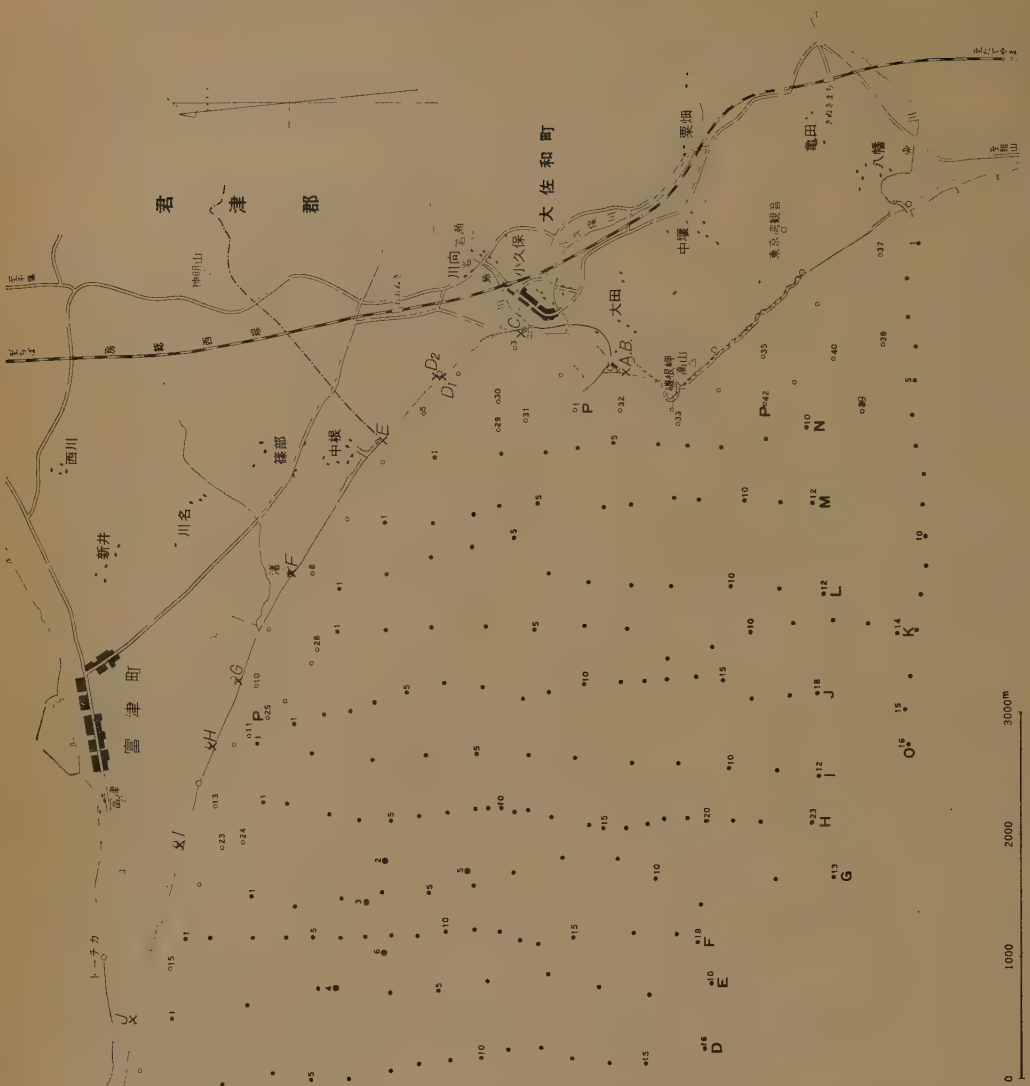

第 3 図　田村式採泥器模式横断面透影図

で着地すると，着底板が突上げられて喰合部のホックをはずし，スプリングにより両側の喰合部が閉り，試料を採取するもので，着底板の突出間隔は底質の硬軟により調整することが可能で，突出間隔を調整することによって試料採取量をある程度調整することもできる。

本器の採取規模は，今回の使用結果から，水深 20～30 m 付近に分布する砂の場合には本器の喰合部規模（喰合部開口距離 21 cm，喰合部幅 25 cm）に対しての試料採取量（平均）が 400～500 cc である点から，試料採取厚さは表面から 1cm 内外と思われる（第3図参照）。

試料採取点の設定には，陸上の砂鉄鉱床が走向方向に

注3）定置式を設置する際には潜水夫により，波向計の基準方位を磁北または真北に合わせて設置するが，自由投入法の際には機械の基準方位線がどの方向（角度）を向いて沈座したかを確認する必要がある。




第 4 図　磯根岬北部海域底質採取地点図

長く，傾斜方向に短かいこと，および船の移動上の問題から，汀線沿いの方向に 500 m，これに直角方向に 250 m の間隔をとった。その結果，調査範囲約 60 km² のなかに 257 点の試料採取点となり，調査面積 1 km² 当り，4.3 点の試料採取率となる，試料採取地点の分布状況は第4図である。

**7.2 海底柱状試料の採取について（海上試錐）**

海上試錐に関する機器と技術は急速に進歩しつつあるが，海底新期堆積物のように未固結状態のものを，その堆積状況を乱すことなく，柱状試料を採取する方法はまだ確立されていない。このため，われわれの初期の目標は水深 20 m 以浅の海域で厚さ 3 m の柱状試料採取とし，これに使用する機器は小規模で，機動性に富むことを必要条件とした。

今回は上記の目的に従って試錐技術の確立を主眼とし，3～5 t の船を2隻並べ，水深 10 m 以浅の砂鉄含有率の高い地区において，回転式と打込式の試錐方法の実験を行なった。

回転式試錐は波浪の影響を防ぐ意味から試錐機をワイヤー・ロープで吊りながら掘さくする方法を試みたが，種々の障害が生じて充分な結果は得られなかった。

打込み式試錐はコックバルブ型コアーリテーナー（試作品）を着けた外（直）径 75 mm コアーチューブに外（直）径 40.5 mm ロットをつなぎ，海面上から 75 kg モンケンで打つ方法を取った。その結果，深さ 1.5 m までの柱状試料を採取することができたが，同じ方法でも外（直）径100 mm コアーチューブの場合には深さ 20～30 cm 以上は打込むことができなかった。これらの状況から打込式の場合にはコアーチューブ径とモンケン重量の関係，および水深・底質・ロット材質等が微妙な相互関係を持つことがわかった。

なお，海上試錐技術に関する詳細は別の機会に報告する。

## 8. 地質および鉱床

上記の調査技術により，本海域の海底表面部における露岩と新期堆積物の分布状況，および海底新期堆積物表層部の性状（とくに粒度構成と砂鉄含有状況）を知ることができたが，これらについて述べる前に本調査海域の沿岸地域の地質概況について述べる。

**8.1 沿岸地質概況**

本海域を囲むところの，北および東側の沿岸地帯の地質状況は磯根岬付近で2分され，磯根岬の北方地区には沖積期堆積物，磯根岬から南東方地区には更新統および鮮新統が分布する。

沖積期堆積物は標高 20 m 以下の平地を構成し，砂を主体とする堆積物からなり，一部に着碌 18% 内外の含砂鉄砂層を挟有する。

更新統および鮮新統は標高 30 m 以上の台地を構成し，礫（岩）層・含礫砂（岩）層・砂（岩）層・泥（岩）層等からなる。両統間には不整合は認められず，全体的に東西方向を軸とする緩やかな褶曲構造をもって分布する。これらの地方は三梨昂[2]ほかによれば岩坂・市宿・長浜の各層に相当する。

なお，本地域の南方隣接地の十宮・竹岡付近には上記（岩）層より古い（鮮新～中新統）凝灰質含礫砂岩層が海岸に露出しており，その一部に厚さ数 cm の青黒色レンズ状砂鉄薄層が多数挟在するのがみられる。

**8.2 海底基盤岩層の概況**（第5図参照）

本海域の海底における基盤岩層の露出状況については前記底質試料採取および地形測深作業の過程と結果から，（1）富津部落西端から南方延長線上に位置する陸棚谷の西側斜面（水深 10 m 内外）に数カ所，（2）磯根岬西方約 1 km 付近（水深 10 m 内外），および（3）染川川口から西方延長線上の数カ所（水深 11，9，8～7 m の各地点），の3地区に海底露岩地帯が考えられ，その露出範囲は最大長辺 1,000 m 以下の小範囲となる。

これらの露岩地帯で採取された岩片試料は凝灰質含礫砂岩～砂質泥岩等からなり，磯根岬以南の海岸線に露出，分布する更新～鮮新統に対比されるものと思われる。また（1）富津部落南方の陸棚谷の西側斜面でとくに多数，採取された古期岩礫（径 1～2 cm の珪岩質円礫）も，磯根岬南方，染川付近から南方海岸線沿いにみられる含礫砂岩層中の礫と同岩質で，平均粒径もほとんど同じである。

なお，本所物理探査部が昭和 36 年 12 月に実施した東京湾海域水中音波探査実験結果（未公表資料）によれば，本海域の海底基盤岩層面は東半部では海面下 20 m 付近に存在するが，西半部では西方に向かって漸次深度を増すといわれる。

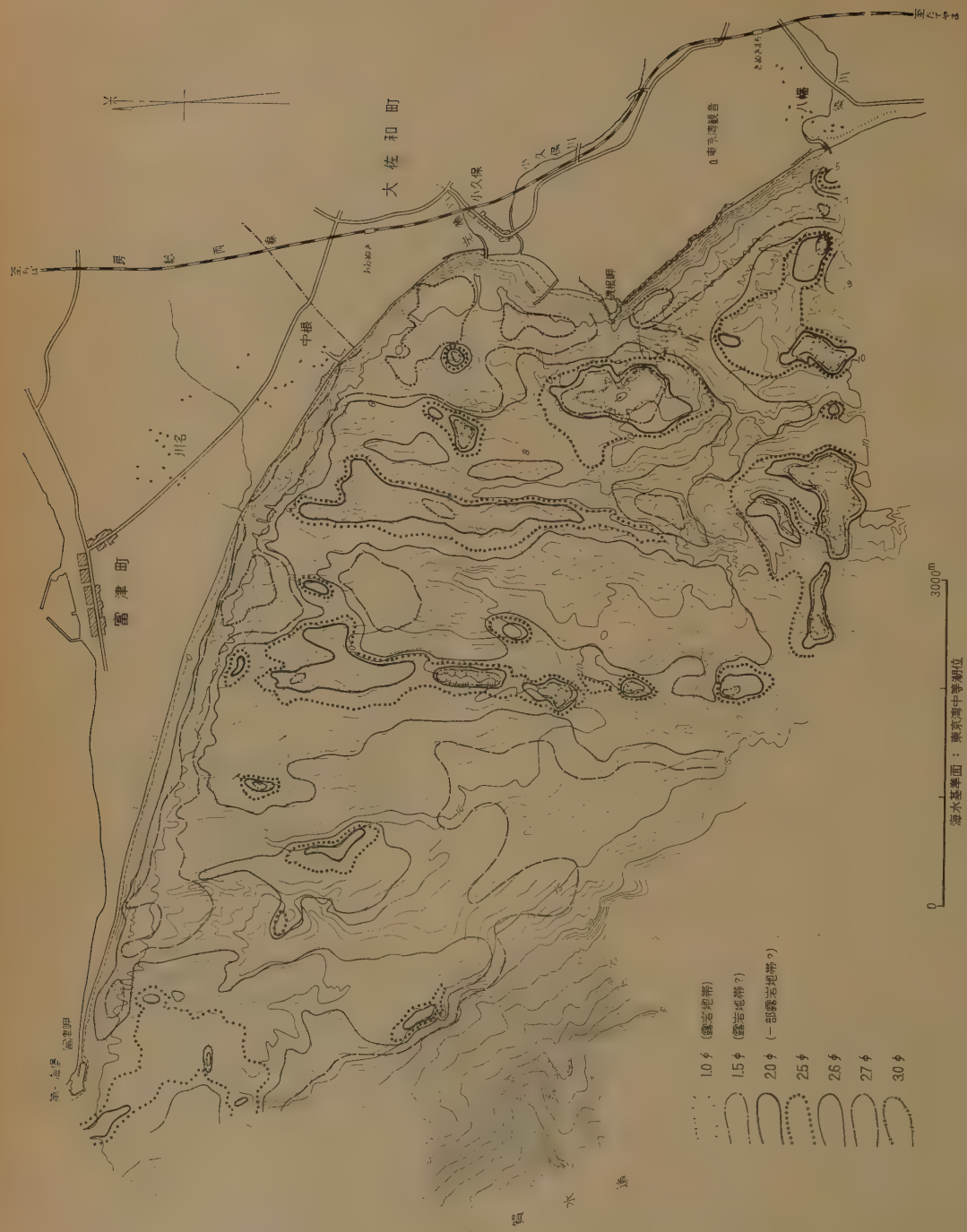
以上の結果から本海域の水深 20 m 内外の陸棚は，東半部では基盤岩層が浅部にあって，その上の新期堆積物は薄く，西半部では基盤岩層の位置がやや深く，その上の新期堆積物は厚く堆積していることが考えられる。

**8.3 海底新期堆積物**

海底新期堆積物の性状を調べるために，今回は表層堆積試料 257 点，海上試錐試料 8 点，沿岸部海浜堆積試料 16 点について，粒度構成を調べ，砂鉄含有状況との関連性を検討した。その結果は下記のとおりである。

1） 粒度構成の検討にあたって

堆積物の粒度分析は $\phi$ 分類法によるのが最近の一般的傾向となっている。




第 5 図　磯根岬北部浅海底中央値分布図

第1表　WENTWORTH の粒径分類と $\phi$ 数値との関係

| WENTWORTH'S Size Classification | | |
|---|---|---|
| Name | Grade Limits (Diameters) | $\phi$ |
| Boulder | 256 mm | −8 |
| Cobble | 128 mm | −7 |
| | 64 mm | −6 |
| | 32 mm | −5 |
| Pebble | 16 mm | −4 |
| | 8 mm | −3 |
| | 4 mm | −2 |
| Granule | 2 mm | −1 |
| Very coarse sand | 1 mm | 0 |
| Coarse sand | 1/2 mm | +1 |
| Medium sand | 1/4 mm | +2 |
| Fine sand | 1/8 mm | +3 |
| Very fine sand | 1/16 mm | +4 |
| | 1/32 mm | +5 |
| Silt | 1/64 mm | +6 |
| | 1/128 mm | +7 |
| | 1/256 mm | +8 |
| Clay | 1/512 mm | +9 |
| | 1/1024 mm | +10 |

W.C. KRUMBEIN & F.J. PETTIJOHN: Manual of Sedimentary Petrography

第2表

| 粒径呼称 | $\phi$ 数値 | 直径数値 (mm) | 篩（JIS） mesh 呼称 | 今回使用した篩 mesh | 今回使用した簡易粒径呼称 |
|---|---|---|---|---|---|
| 極粗砂 | | | | | |
| | 0 | 1.000 | 16 | 16 | a |
| 粗粒砂 | | | | | |
| | 1 | 0.500 | 32 | 32 | b |
| | 1.5 | 0.3536 (0.3500) | 42 | 42 | c |
| 中粒砂 | | | | | |
| | 1.75 | 0.2973 | 48 | | |
| | 2.00 | 0.250 (0.249) | 55 | 55 | d |
| | 2.25 | 0.210 (0.211) | 65 | | |
| 細粒砂 | 2.50 | 0.176 (0.177) | 80 | 80 | e |
| | 2.75 | 0.1487 (0.149) | 100 | 100 | f |
| | 3.00 | 0.1250 (0.124) | 120 | 120 | g |
| | 3.25 | 0.1051 (0.104) | 145 | 145 | |
| 極細砂 | 3.50 | 0.0884 (0.089) | 170 | | h |
| | 3.75 | 0.0743 (0.073) | 200 | 200 | |
| | 4.00 | 0.0625 (0.0609) | 250 | | |
| 粗シルト | | | | | |

この $\phi$ 分類法は，C. K. Wentworth の粒径分類を $-\log 2$ の対数変換により簡明な整数に置き換えたもの[3]（第1表参照）で，堆積物の粒度分析結果を統計的に処理し，標準偏差（淘汰度）・歪度を算出して，堆積物の粒度構成状況を簡易適切に対比することができる。

上記のことから今回は $\phi$ 分類法によって整理することとした。分級に際しては各試料から 300～400 g（不足する試料は全量）を取り，既存の篩の中から $\phi$ 分類に適した網目の篩を選び，分級した。使用した篩と $\phi$ 数値の関係は第2表である。

本海域の各試料について $\phi$ 数値により粒径別重量分布曲線（粒度分布曲線）および粒度分布累積曲線を作り，D. L. INMAN[4] の方法により，$\phi_{16}$・$\phi_{50}$・$\phi_{84}$ の数値を求めると第6図となり，さらにこれらの数値から下記方式により，

中央値　$Md\phi=\phi_{50}$

平均値　$M\phi=(\phi_{16}+\phi_{84})/2$

淘汰度　$\delta\phi=(\phi_{84}-\phi_{16})/2$

歪　度　$\alpha\phi=(M\phi-Md\phi)/\delta\phi$

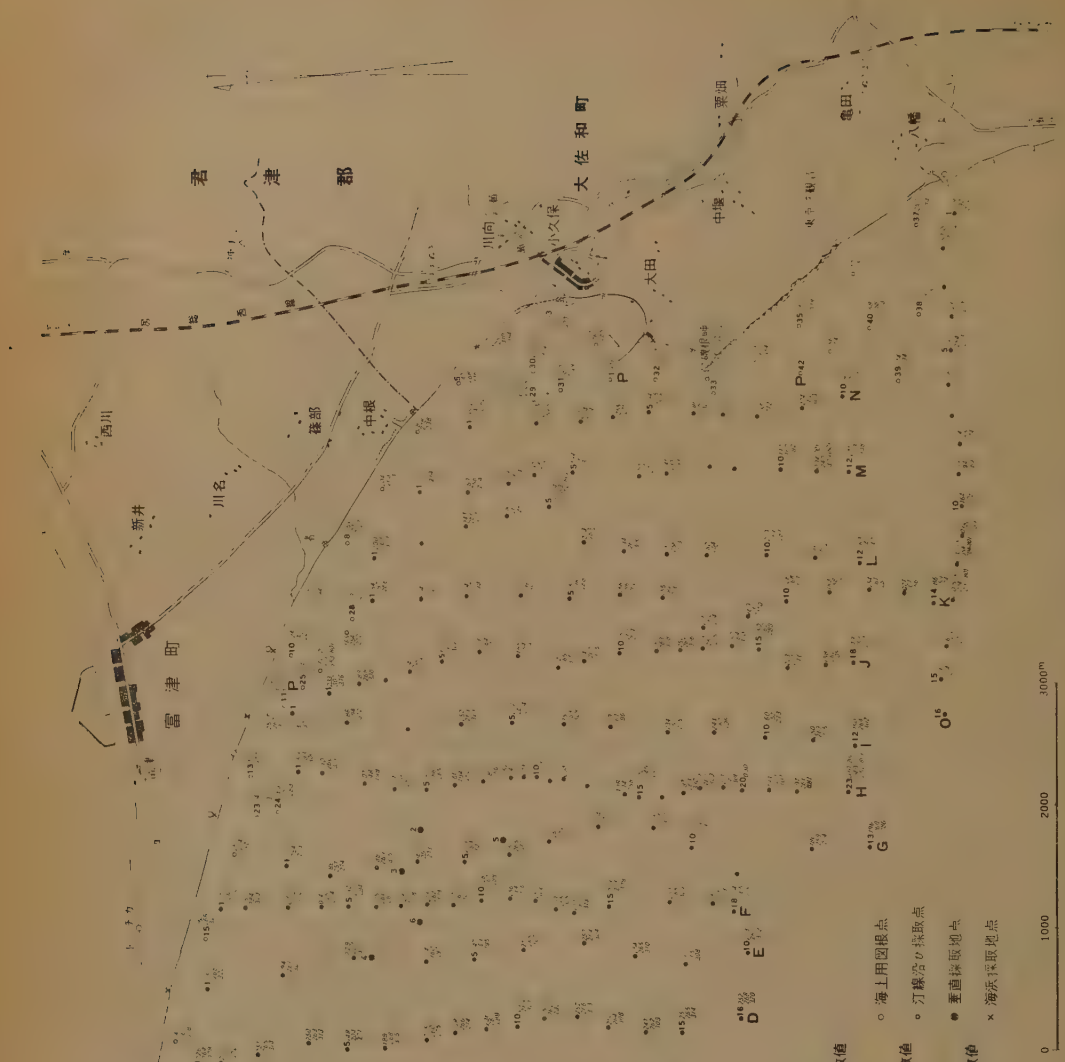
中央値，平均値，標準偏差（淘汰度），歪度，および最頻値（モード）を求めると「底質表」（第3,4表）となる。

「底質表」（第3,4表）中の最頻値欄は，堆積物の粒度構成そのものを簡易な符号と数値で表現し，地形特性・砂鉄含有状況等と対比検討することを目的としたもので，便宜的に堆積物の主体となる粒径 $\phi$ 0～3.25 を a～h の8つの簡易粒径呼称に区分し（第2表参照），試料中で各粒径のもののしめる重量%数値を示したものである。

（2）　粒度構成について

本海域の海底表層堆積物の粒度構成状況を第6図中の中央値でみると，第5図となり，本海域では 2.6$\phi$ 内外（細粒砂中で細粒のもの）が広く分布し，海底基盤岩層露出地帯では 1.5$\phi$ より粗粒のもの，その（露岩地帯）周辺部および，南北方向に延びる海底溝線部の東側肩帯には 2.5$\phi$ より粗粒のものが分布し，また水深 5 m 付近の砕波帯には 2.65$\phi$ より細粒のものが分布することがわかる。

しかし，中央値分布概況図（第5図）と砂鉄含有状況




第6図　富津岬北部海域底質物粒度分布（$\phi_{16}$・$\phi_{50}$・$\phi_{84}$）数値図

第７図　磯根岬北部沿海底表層堆積物砂鉄含有状況図（砂鉄の分布図）

第 3 表　磯根崎北部海域の底質表

測線 A (L-9)

| 測点番号 | 水深 | 着磁%(含磁鉄鉱量) | 砂の(計算上の) 中央値 | 平均値 | 淘汰度 | 歪度 | 最頻値(粒径と重量%) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 5.97<br>6.08 | 3.2 | 1.78 | 1.895 | 0.665 | 0.16 | c =48.4<br>e =17.3 |
| 2 | 5.96<br>5.65 | 3.4 | 1.81 | 1.88 | 0.69 | 0.101 | c =41.3<br>e =18.2 |
| 3 | 5.94 | 3.8 | 1.75 | 1.63 | 0.90 | −0.13 | c =41.6<br>e =15.5 |
| 4 | 7.02 | 4.0 | 2.51 | 2.09 | 0.65 | −0.64 | c =18.6<br>e =38.1 |
| 5 | 6.90 | 3.4 | 2.60 | 2.54 | 0.19 | −0.316 | c =10.0<br>e =67.5 |
| 6 | 7.29 | 3.6 | 2.62 | 2.72 | 0.21 | 0.47 | e =70.3 |
| 7 | 9.07 | 3.9 | 2.68 | 2.855 | 0.305 | 0.508 | e =56.2<br>g =18.3 |
| 8 | 9.55 | 4.0 | 1.98 | 2.01 | 0.69 | 0.04 | c =32.6<br>e =26.2 |
| 9 | 16.03 | 3.3 | 2.64 | 2.565 | 0.635 | −0.118 | c =13.6<br>e =40.6<br>g =17.1 |
| 10 | 17.51 | 3.0 | 2.72 | 2.89 | 0.34 | 0.50 | e =47.8<br>g =25.1 |
| 11 | 16.98 | 1.2 | 2.70 | 2.90 | 0.38 | 0.52 | e =47.1<br>g =21.0 |
| 12 | 18.16 | 1.3 | 2.87 | 2.975 | 0.405 | 0.259 | e =43.5<br>g =27.6 |
| 13 | 22.73 | 1.6 | 2.82 | 2.94 | 0.39 | 0.307 | e =42.7<br>g =27.9 |
| 14 | 25.70 | 1.2 | 2.90 | 3.015 | 0.465 | 0.247 | e =39.1<br>g =24.9 |
| 15 | 30.87 | 1.5 | 3.01 | 3.02 | 0.46 | 0.021 | e =37.2<br>g =27.4 |
| 16 | 36.63 | 1.4 | 2.73 | 3.04 | 0.44 | 0.704 | e =45.4<br>g =22.3 |

測線 B (L-10)

| 測点番号 | 水深 | 着磁%(含磁鉄鉱量) | 砂の(計算上の) 中央値 | 平均値 | 淘汰度 | 歪度 | 最頻値(粒径と重量%) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 6.10<br>6.20 | 2.2 | 2.54 | 2.20 | 0.53 | −0.64 | c =19.1<br>e =44.5<br>g = 7.7 |
| 2 | 6.18<br>6.67 | 1.3 | 2.46 | 2.225 | 0.665 | −0.35 | c =25.1<br>e =36.6<br>g = 5.9 |
| 3 | 7.44<br>7.33 | 1.7 | 1.33 | 1.48 | 0.44 | 0.34 | b =57.1<br>e =11.9 |
| 4 | 8.80 | 1.2 | 2.56 | 2.26 | 0.47 | −0.638 | c =23.3<br>e =50.4<br>g = 7.0 |
| 5 | 10.26 | 1.1 | 2.54 | 2.275 | 0.435 | −0.609 | c =21.9<br>e =49.1 |
| 6 | 11.72 | 1.7 | 2.62 | 2.665 | 0.425 | 0.106 | e =55.9<br>g =10.8 |
| 7 | 12.18 | 1.3 | 2.53 | 2.22 | 0.51 | −0.608 | c =33.2<br>e =42.5<br>g = 8.2 |
| 8 | 13.65 | 1.8 | 1.98 | 2.15 | 0.58 | 0.29 | c =43.1<br>e =26.1<br>g = 8.1 |
| 9 | 24.60 | 1.3 | 2.82 | 2.87 | 0.30 | 0.166 | e =32.1<br>g =30.1 |
| 10 | 34.57 | 1.3 | 2.66 | 2.88 | 0.35 | 0.628 | e =54.1<br>g =17.0 |

測線 C (L-8)

| 測点番号 | 水深 | 着磁%(含磁鉄鉱量) | 砂の(計算上の) 中央値 | 平均値 | 淘汰度 | 歪度 | 最頻値(粒径と重量%) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 5.74 | 2.3 | 1.49 | 1.49 | 1.17 | 0 | a =21.4<br>c =20.1<br>e =18.2 |
| 2 | 7.22 | 1.4 | 2.60 | 2.37 | 0.75 | −0.306 | c =12.8<br>e =41.1<br>g =12.1 |
| 3 | 8.00 | 2.2 | 2.61 | 2.55 | 0.52 | −0.115 | c =11.4<br>e =56.7<br>g =11.6 |
| 4 | 8.99 | 2.0 | 2.53 | 2.23 | 0.47 | −0.638 | c =24.9<br>e =49.2<br>g = 5.4 |
| 5 | 10.27 | 2.1 | 2.58 | 2.37 | 0.36 | −0.58 | e =56.6<br>g = 5.8 |
| 6 | 10.96 | 2.9 | 2.60 | 2.495 | 0.425 | −0.247 | e =56.2<br>g =10.3 |
| 7 | 10.27 | 2.0 | 2.54 | 2.24 | 0.48 | −0.06 | c =23.9<br>e =51.3 |
| 8 | 10.44 | 2.1 | 2.56 | 2.26 | 0.46 | −0.065 | c =24.0<br>e =53.7<br>g = 6.5 |
| 9 | 10.43 | 2.6 | 2.60 | 2.44 | 0.30 | −0.53 | e =59.5<br>g = 8.5 |
| 10 | 11.12 | 2.9 | 2.59 | 2.40 | 0.34 | −0.558 | c =13.9<br>e =59.3<br>g = 7.6 |
| 11 | 12.10 | 3.1 | 2.60 | 1.875 | 0.755 | −0.96 | e =60.0<br>g = 8.0 |
| 12 | 14.09 | 2.4 | 2.52 | 2.275 | 0.625 | −0.39 | c =28.9<br>e =34.8<br>g = 9.8 |
| 13 | 17.08 | 2.7 | 2.60 | 2.47 | 0.63 | −0.20 | c =20.4<br>e =40.4<br>g =13.1 |
| 14 | 21.87<br>22.37 | 2.4 | 2.69 | 2.89 | 0.38 | 0.52 | e =46.5<br>g =19.5 |
| 15 | 22.06<br>23.06 | 2.1 | 2.69 | 2.92 | 0.41 | 0.56 | e =47.8<br>g =18.9 |
| 16 | 24.65 | 2.3 | 2.72 | 2.86 | 0.57 | 0.24 | e =37.6<br>g =20.9 |

測線 D (L-7)

| 測点番号 | 水深 | 着磁%(含磁鉄鉱量) | 砂の(計算上の) 中央値 | 平均値 | 淘汰度 | 歪度 | 最頻値(粒径と重量%) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 4.77 | 4.3 | 2.64 | 2.77 | 0.51 | 0.25 | c = 6.3<br>e =53.9<br>g =16.5 |

| 測点番号 | 水深 | 着磁%（含磁鉄鉱量） | 砂の（計算上の） 中央値 | 平均値 | 淘汰度 | 歪度 | 最頻値（粒径と重量%） |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | c = 5.0 |
| 2 | 5.78 | 5.1 | 2.70 | 2.86 | 0.36 | 0.44 | e =43.8<br>g =23.9 |
| | 6.80 | | | | | | |
| 3 | 7.01 | 3.1 | 2.65 | 2.82 | 0.31 | 0.548 | e =56.2<br>g =17.8 |
| | 8.62 | | | | | | c = 7.7<br>e =59.4 |
| 4 | 9.88 | 1.9 | 2.63 | 2.815 | 0.315 | 0.587 | g =15.8 |
| | 9.15 | | | | | | c =33.8<br>e =28.3 |
| 5 | 10.04 | 2.1 | 2.04 | 2.095 | 0.615 | 0.089 | g = 6.2 |
| | 9.67 | | | | | | c =10.9<br>e =47.9 |
| 6 | 11.56 | 1.7 | 2.68 | 2.52 | 0.63 | −0.25 | g =12.7 |
| | | | | | | | c =13.5<br>e =57.6 |
| 7 | 9.29 | 1.7 | 2.60 | 2.40 | 0.35 | −0.57 | g = 8.8 |
| | | | | | | | e =60.6 |
| 8 | 9.40 | 1.5 | 2.60 | 2.46 | 0.28 | −0.50 | g = 8.7 |
| | | | | | | | e =64.2 |
| 9 | 10.07 | 1.6 | 2.61 | 2.625 | 0.265 | 0.056 | g =10.2 |
| | | | | | | | e =68.2 |
| 10 | 10.63 | 2.2 | 2.63 | 2.76 | 0.25 | 0.52 | g =11.9 |
| | | | | | | | e =69.1 |
| 11 | 10.74 | 2.4 | 2.62 | 2.70 | 0.20 | 0.40 | g =11.2 |
| | | | | | | | e =71.8 |
| 12 | 11.45 | 3.6 | 2.66 | 2.825 | 0.305 | 0.541 | g =11.5 |
| | 12.76 | | | | | | e =60.4 |
| 13 | 13.08 | 2.9 | 2.64 | 2.79 | 0.29 | 0.517 | g =13.5 |
| | | | | | | | e =61.6 |
| 14 | 15.50 | 1.9 | 2.62 | 2.78 | 0.31 | 0.516 | g =13.2 |
| | | | | | | | e =59.6 |
| 15 | 18.02 | 1.9 | 2.65 | 2.825 | 0.315 | 0.556 | g =16.2 |
| | 20.86 | | | | | | e =49.5 |
| 16 | 21.80 | 2.0 | 2.68 | 2.86 | 0.34 | 0.529 | g =20.7 |

測線 E (L-11)

| 測点番号 | 水深 | 着磁%（含磁鉄鉱量） | 砂の（計算上の） 中央値 | 平均値 | 淘汰度 | 歪度 | 最頻値（粒径と重量%） |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | c = 7.1 |
| 1 | 4.75<br>5.23 | 3.4 | 2.68 | 2.365 | 0.855 | −0.368 | c =29.4<br>g =25.2 |
| | | | | | | | e =50.2 |
| 2 | 9.20 | 2.1 | 2.61 | 2.505 | 0.565 | −0.187 | g =10.9 |
| | 7.66 | | | | | | e =54.3 |
| 3 | 9.15 | 4.5 | 2.62 | 2.70 | 0.41 | 0.195 | g =15.4 |
| | | | | | | | c =45.5 |
| 4 | 9.61 | 1.5 | 1.60 | 1.555 | 0.415 | −0.108 | e = 7.6 |
| | | | | | | | e =64.6 |
| 5 | 9.17 | 2.8 | 2.63 | 2.71 | 0.24 | 0.33 | g =11.3 |
| | | | | | | | e =70.0 |
| 6 | 9.56 | 2.8 | 2.65 | 2.795 | 0.275 | 0.509 | g =13.2 |
| | | | | | | | e =71.8 |
| 7 | 10.95 | 2.1 | 2.64 | 2.785 | 0.255 | 0.49 | g =11.6 |
| | | | | | | | e =71.6 |
| 8 | 12.14 | 3.9 | 2.65 | 2.82 | 0.28 | 0.607 | g =14.3 |
| | | | | | | | e =69.7 |
| 9 | 13.73 | 2.8 | 2.65 | 2.80 | 0.28 | 0.53 | g =13.0 |
| | | | | | | | e =69.1 |
| 10 | 15.61 | 2.1 | 2.65 | 2.825 | 0.295 | 0.59 | g =13.5 |

測線 F (L-6)

| 測点番号 | 水深 | 着磁%（含磁鉄鉱量） | 砂の（計算上の） 中央値 | 平均値 | 淘汰度 | 歪度 | 最頻値（粒径と重量%） |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | c =14.3<br>e =39.7 |
| 1 | 4.13 | 2.3 | 2.65 | 2.46 | 0.70 | −0.27 | g =18.9 |
| | | | | | | | c = 6.0<br>e =37.1 |
| 2 | 6.02 | 2.6 | 2.84 | 2.87 | 0.36 | 0.08 | g =25.9 |
| | | | | | | | a =16.9<br>e =25.7 |
| 3 | 8.00 | 1.2 | 2.58 | 1.89 | 1.29 | −0.534 | g =14.8 |
| | | | | | | | a =26.5 |
| 4 | 8.33 | 1.3 | 1.25 | 1.09 | 0.95 | −0.168 | e = 8.3 |
| | | | | | | | c =13.4<br>e =51.9 |
| 5 | 7.98 | 2.8 | 2.60 | 2.42 | 0.52 | −0.346 | g = 9.9 |
| | | | | | | | c =10.4<br>e =61.5 |
| 6 | 7.97 | 3.9 | 2.60 | 2.48 | 0.33 | −0.363 | g =10.3 |
| | | | | | | | e =54.6 |
| 7 | 8.26 | 5.1 | 2.62 | 2.605 | 0.475 | −0.031 | g =13.6 |
| | | | | | | | e =55.8 |
| 8 | 8.24 | 3.9 | 2.62 | 2.61 | 0.48 | −0.021 | g =13.0 |
| | | | | | | | e =59.6 |
| 9 | 8.74 | 4.6 | 2.62 | 2.66 | 0.41 | 0.097 | g =11.7 |
| | | | | | | | e =63.6 |
| 10 | 8.93 | 2.1 | 2.62 | 2.58 | 0.20 | −0.20 | g =10.5 |
| | | | | | | | e =66.9 |
| 11 | 9.42 | 3.2 | 2.64 | 2.81 | 0.25 | 0.68 | g =12.2 |
| | | | | | | | e =65.6 |
| 12 | 9.91 | 5.6 | 2.65 | 2.81 | 0.29 | 0.552 | g =12.5 |
| | | | | | | | e =70.7 |
| 13 | 10.10 | 3.3 | 2.65 | 2.805 | 0.275 | 0.563 | g =11.7 |
| | | | | | | | e =63.6 |
| 14 | 10.20 | 2.2 | 2.66 | 2.83 | 0.30 | 0.566 | g =16.6 |
| | | | | | | | e =70.0 |
| 15 | 10.59 | 2.9 | 2.65 | 2.81 | 0.28 | 0.571 | g =12.9 |
| | | | | | | | e =71.2 |
| 16 | 11.38 | 3.1 | 2.65 | 2.81 | 0.28 | 0.571 | g =13.6 |
| | | | | | | | e =63.1 |
| 17 | 12.18 | 3.1 | 2.66 | 2.825 | 0.305 | 0.541 | g =17.9 |
| | | | | | | | e =68.9 |
| 18 | 12.87 | 3.0 | 2.65 | 2.82 | 0.28 | 0.607 | g =15.6 |

測線 G (L-12)

| 測点番号 | 水深 | 着磁%（含磁鉄鉱量） | 砂の（計算上の） 中央値 | 平均値 | 淘汰度 | 歪度 | 最頻値（粒径と重量%） |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | c =22.0<br>e =45.3 |
| 1 | 6.42 | 2.0 | 2.54 | 2.22 | 0.51 | −0.627 | g = 6.1 |
| | | | | | | | c =18.1<br>e =51.1 |
| 2 | 7.39 | 3.0 | 2.57 | 2.30 | 0.44 | −0.61 | g = 7.9 |

| 測点番号 | 水深 | 着磁% (含磁鉄鉱量) | 砂の (計算上の) 中央値 | 平均値 | 淘汰度 | 歪度 | 最頻値 (粒径と重量%) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | c =12.1 |
| | | | | | | | e =45.0 |
| 3 | 8.36 | 14.1 | 2.60 | 2.515 | 0.635 | −0.13 | g =19.2 |
| | | | | | | | c =41.6 |
| | | | | | | | e =38.4 |
| 4 | 7.84 | 7.0 | 2.51 | 2.17 | 0.56 | −0.607 | g = 8.7 |
| | | | | | | | e =59.1 |
| 5 | 8.01 | 4.1 | 2.63 | 2.65 | 0.42 | 0.047 | g =12.3 |
| | | | | | | | e =59.6 |
| 6 | 8.79 | 3.8 | 2.65 | 2.81 | 0.30 | 0.53 | g =15.3 |
| | | | | | | | c = 8.9 |
| | | | | | | | e =64.9 |
| 7 | 8.77 | 2.1 | 2.62 | 2.56 | 0.25 | −0.24 | g =10.8 |
| | | | | | | | c =10.5 |
| | | | | | | | e =56.4 |
| 8 | 9.25 | 2.7 | 2.62 | 2.55 | 0.51 | −0.137 | g =12.4 |
| | | | | | | | c =12.1 |
| | | | | | | | e =60.1 |
| 9 | 9.72 | 5.8 | 2.63 | 2.56 | 0.52 | −0.13 | g =11.9 |
| | | | | | | | c = 9.3 |
| | | | | | | | e =63.9 |
| 10 | 11.49 | 2.0 | 2.52 | 2.62 | 0.29 | 0.34 | g =11.1 |
| 11 | 12.66 | | | | | | |
| | | | | | | | c =20.4 |
| | | | | | | | e =55.4 |
| 12 | 12.62 | 4.0 | 2.59 | 2.27 | 0.47 | −0.68 | g = 8.7 |
| | | | | | | | c =14.3 |
| | | | | | | | e =53.6 |
| 13 | 14.58 | 3.0 | 2.60 | 2.41 | 0.45 | −0.44 | g = 9.4 |

測線 H (L-5)

| 測点番号 | 水深 | 着磁% (含磁鉄鉱量) | 砂の (計算上の) 中央値 | 平均値 | 淘汰度 | 歪度 | 最頻値 (粒径と重量%) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | c =50.5 |
| | | | | | | | e =22.7 |
| 1 | 6.98 | 2.0 | 1.93 | 2.295 | 0.705 | 0.518 | g = 8.3 |
| | | | | | | | c =12.1 |
| | | | | | | | e =43.9 |
| 2 | 7.97 | 1.7 | 2.60 | 2.505 | 0.605 | 0.157 | g =12.3 |
| | | | | | | | b =39.2 |
| 3 | 8.75 | 0.7 | 1.48 | 1.53 | 0.46 | 0.109 | e = 8.4 |
| | | | | | | | c =47.4 |
| 4 | 8.25 | 2.2 | 1.70 | 1.84 | 0.67 | 0.209 | e =14.1 |
| | | | | | | | c =57.0 |
| 5 | 7.03 | 1.4 | 1.88 | 2.11 | 0.54 | 0.426 | e =24.4 |
| | | | | | | | c =49.7 |
| 6 | 8.90 | 1.9 | 1.94 | 2.13 | 0.53 | 0.358 | e =26.5 |
| | | | | | | | c =60.1 |
| 7 | 8.09 | 0.8 | 1.80 | 2.035 | 0.525 | 0.447 | e =17.7 |
| | 10.47 | | | | | | c =28.9 |
| 8 | 8.96 | 0.7 | 2.40 | 2.15 | 0.58 | −0.431 | e =33.0 |
| 9 | 10.84 | 0.4 | 0.73 | | | | 粗粒 |
| 10 | 10.63 | 0.4 | 0.07 | | | | 粗粒 |
| 11 | 10.92 | 1.2 | | | | | 粗粒 |
| | 9.88 | | | | | | |
| 12 | 10.07 | 1.1 | 0.03 | | | | 粗粒 |
| 13 | 10.56 | 0.5 | | | | | 粗粒 |

| 測点番号 | 水深 | 着磁% (含磁鉄鉱量) | 砂の (計算上の) 中央値 | 平均値 | 淘汰度 | 歪度 | 最頻値 (粒径と重量%) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 10.35 | | | | | | c =44.2 |
| 14 | 9.23 | 7.5 | 1.74 | 1.83 | 0.75 | 0.12 | e =17.0 |
| | | | | | | | a =18.2 |
| | | | | | | | c =32.0 |
| 15 | 10.50 | 3.7 | 1.49 | 1.12 | 1.14 | −0.324 | e =11.4 |
| | 10.68 | | | | | | |
| 16 | 10.77 | 1.5 | | | | | |
| | | | | | | | c =11.1 |
| | | | | | | | e =51.1 |
| 17 | 11.15 | 2.0 | 2.63 | 2.545 | 0.575 | −0.148 | g =15.3 |
| | | | | | | | c =10.9 |
| | | | | | | | e =61.2 |
| 18 | 10.63 | 1.8 | 2.13 | 2.66 | 0.43 | 0.123 | h =10.2 |
| | | | | | | | c =10.5 |
| | | | | | | | e =59.7 |
| 19 | 9.60 | 未 | 2.61 | 2.615 | 0.445 | 0.011 | g =11.6 |
| | 10.19 | | | | | | |
| 20 | 10.06 | 4.3 | 0.90 | | | | |
| | | | | | | | c =11.4 |
| | 10.65 | | | | | | e =50.7 |
| 21 | 10.84 | 3.3 | 2.60 | 2.45 | 0.62 | −0.242 | g =12.4 |
| | | | | | | | c =12.5 |
| | | | | | | | e =57.2 |
| 22 | 11.32 | 3.1 | 2.61 | 2.42 | 0.45 | −0.422 | g =10.5 |
| | | | | | | | c =22.6 |
| 23 | 12.29 | 2.2 | 1.49 | 1.31 | 1.21 | −0.148 | e =14.9 |

測線 I (L-13)

| 測点番号 | 水深 | 着磁% (含磁鉄鉱量) | 砂の (計算上の) 中央値 | 平均値 | 淘汰度 | 歪度 | 最頻値 (粒径と重量%) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | e =20.4 |
| 1 | 5.94 | 2.2 | 3.16 | 3.155 | 0.55 | −0.009 | g =26.9 |
| | | | | | | | c =10.7 |
| | | | | | | | e =25.5 |
| 2 | 8.56 | 2.7 | 2.94 | 2.79 | 0.93 | −0.16 | g =16.6 |
| 3 | 10.07 | | | | | | |
| | 10.04 | | | | | | e =48.6 |
| 4 | 10.25 | 1.7 | 2.69 | 2.86 | 0.34 | 0.50 | g =22.2 |
| | | | | | | | e =71.3 |
| 5 | 9.21 | 1.1 | 2.62 | 2.625 | 0.115 | 0.043 | g = 8.9 |
| | | | | | | | e =65.6 |
| 6 | 8.39 | 2.9 | 2.63 | 2.795 | 0.285 | 0.579 | g =12.8 |
| 7 | 10.16 | 2.6 | 1.61 | 1.545 | 0.415 | −0.156 | c =49.2 |
| | | | | | | | c =10.5 |
| | | | | | | | e =66.7 |
| 8 | 10.44 | 2.3 | 2.62 | 2.55 | 0.205 | −0.03 | g = 9.2 |
| | | | | | | | e =65.3 |
| 9 | 10.32 | 2.1 | 2.62 | 2.70 | 0.26 | 0.307 | g =11.3 |
| | | | | | | | c =27.4 |
| | 11.30 | | | | | | e =40.2 |
| 10 | 11.39 | 3.0 | 2.52 | 2.165 | 0.565 | −0.628 | g = 8.3 |
| | | | | | | | e =69.3 |
| 11 | 11.77 | 1.6 | 2.63 | 2.625 | 0.125 | −0.04 | g =10.9 |
| | | | | | | | e =66.6 |
| 12 | 11.75 | 2.9 | 2.64 | 2.76 | 0.26 | 0.46 | g =10.9 |

測線 J (L-4)

| 測点番号 | 水深 | 着磁% (含磁鉄鉱量) | 砂の（計算上の） 中央値 | 平均値 | 淘汰度 | 歪度 | 最頻値 (粒径と重量%) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | e =24.1 |
| 1 | 6.93 | 1.1 | 3.07 | 3.045 | 0.315 | −0.079 | g =17.5<br>h =17.5 |
| 2 | 6.96 | 1.9 | 2.68 | 2.63 | 0.75 | −0.066 | e =38.5<br>g =16.5 |
| 3 | 8.02 | ? | | | | | |
| 4 | 8.05 | 1.5 | 2.66 | 2.80 | 0.39 | 0.359 | e =49.1<br>g =16.6 |
| 5 | 9.60 | 1.4 | 2.67 | 2.465 | 0.655 | −0.313 | c = 7.9<br>e =35.1<br>g =19.9 |
| 6 | 7.12 | 1.2 | 2.64 | 2.73 | 0.37 | 0.243 | c = 9.4<br>e =59.0<br>g =14.2 |
| 7 | 8.15 | 0.5 | 2.64 | 2.52 | 0.67 | −0.179 | c = 9.0<br>e =43.6<br>g =15.4 |
| 8 | 9.18 | 0.8 | 2.65 | 2.685 | 0.475 | 0.073 | c = 8.5<br>e =49.5<br>g =18.9 |
| 9 | 6.69 | 1.1 | 2.63 | 2.725 | 0.325 | 0.277 | e =63.3<br>g =13.1 |
| 10 | 8.20 | 1.7 | 2.65 | 2.79 | 0.28 | 0.50 | e =65.4<br>g =14.9 |
| 11 | 9.20 | 2.1 | 2.63 | 2.79 | 0.29 | 0.551 | e =62.9<br>g =14.2 |
| 12 | 8.70 | 1.3 | 2.65 | 2.79 | 0.27 | 0.518 | e =69.7<br>g =13.3 |
| 13 | 8.20 | 1.8 | 2.61 | 2.44 | 0.31 | −0.548 | e =63.6 |
| 14 | 8.20 | 3.2 | 2.64 | 2.80 | 0.30 | 0.533 | e =61.0<br>g =14.0 |
| 15 | 8.70 | 2.1 | 2.62 | 2.745 | 0.195 | 0.641 | c = 8.2<br>e =66.1<br>g =11.2 |
| 16 | 8.70 | 1.9 | 2.61 | 2.395 | 0.365 | −0.589 | c =10.5<br>e =60.2<br>g =10.0 |
| 17 | 9.19 | 6.0 | 2.62 | 2.53 | 0.55 | −0.163 | e =52.9<br>g =13.0 |
| 18 | 10.19 | 1.1 | 2.52 | 2.22 | 0.49 | −0.612 | c =26.8<br>e =45.1 |

測線 K (L-14)

| | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 6.59 | 1.6 | 1.97 | 2.11 | 0.57 | 0.24 | c =41.3<br>e =31.9 |
| 2 | 7.09 | 1.3 | 1.52 | 1.475 | 0.435 | −0.10 | c =44.8 |
| 3 | 6.69 | 1.9 | 1.67 | 1.565 | 0.425 | −0.247 | c =54.7<br>e = 9.7<br>a =27.9 |
| 4 | 7.28 | 1.8 | 1.36 | 1.485 | 1.095 | 0.11 | e =14.5<br>c =47.0 |
| 5 | 7.38 | 1.7 | 1.98 | 2.145 | 0.535 | 0.308 | e =34.1<br>c =57.3 |
| 6 | 7.47 | 2.3 | 1.86 | 2.09 | 0.53 | 0.43 | e =22.1 |
| 7 | 8.27 | 1.2 | 1.82 | 2.055 | 0.505 | 0.46 | c =66.5<br>e =15.6 |
| 8 | 8.26 | 2.7 | 2.60 | 2.45 | 0.29 | −0.517 | e =64.4<br>g = 7.5 |
| 9 | 9.45 | 1.2 | 2.32 | 2.15 | 0.55 | −0.309 | c =31.2<br>e =35.6 |
| 10 | 11.54 | 2.5 | 2.68 | 2.595 | 0.535 | −0.158 | c = 7.5<br>e =43.0<br>g =24.1 |
| 11 | 8.73 | 1.7 | 2.58 | 2.28 | 0.45 | 0.666 | c =18.0<br>e =54.5<br>g = 6.7 |
| 12 | 8.72 | 1.3 | 1.81 | 2.055 | 0.515 | 0.47 | c =65.2<br>e =18.0 |
| 13 | 10.81 | 1.2 | 1.07 | 0.915 | 0.645 | −0.24 | a =39.9 |
| 14 | 10.00 | 2.6 | 2.59 | 2.30 | 0.44 | −0.659 | c =15.3<br>e =55.2<br>g = 8.5 |

測線 L (L-3)

| | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 5.94 | 1.2 | 2.63 | 2.80 | 0.40 | 0.425 | e =57.8<br>g =14.1 |
| 2 | 7.33<br>7.72 | 0.3 | 2.66 | 2.82 | 0.35 | 0.457 | 粗粒 |
| 3 | 7.01 | 1.0 | | | | | e =52.9<br>g =16.6 |
| 4 | 7.20<br>7.09 | 1.0 | 2.60 | 2.32 | 0.51 | −0.549 | c =11.1<br>e =54.4<br>g =10.0 |
| 5 | 7.77 | 0.6 | 0.83 | 0.84 | 0.88 | 0.011 | a =33.6*<br>e = 9.1 |
| 6 | 8.15 | 2.0 | 2.63 | 2.575 | 0.545 | −0.101 | e =51.9<br>g =16.2 |
| 7 | 9.55 | 1.1 | 2.61 | 2.50 | 0.56 | −0.196 | c =10.6<br>c =52.6<br>g =12.6 |
| 8 | 10.24 | 0.4 | 2.56 | 2.01 | 0.22 | −0.25 | e =50.1 |
| 9 | 8.24 | 0.7 | 2.54 | 2.26 | 0.43 | −0.744 | e =50.3 |
| 10 | 8.93<br>9.23 | 0.6 | 2.61 | 2.50 | 0.31 | −0.355 | e =61.0<br>g =10.2 |
| 11 | 9.23 | 1.3 | 2.60 | 2.60 | 0.40 | −0.625 | c =14.1<br>e =58.1<br>g = 8.2 |
| 12 | 8.43 | 1.4 | 2.41 | 2.155 | 0.525 | −0.486 | c =27.9<br>e =41.2 |

* $\phi 80 \sim \phi 20$

測線 M (L-15)

| | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 5.79 | 1.8 | 2.59 | 2.335 | 0.405 | −0.629 | c =12.1<br>e = 5.7 |
| 2 | 5.76 | 2.1 | 2.58 | 2.305 | 0.435 | −0.63 | c =12.5<br>e =58.0<br>g = 6.4 |

| 測点番号 | 水深 | 着磁% (含磁鉄鉱量) | 砂の (計算上の) 中央値 | 平均値 | 淘汰度 | 歪度 | 最頻値 (粒径と重量%) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 3 | 6.23 | 2.0 | 1.90 | 2.085 | 0.555 | 0.33 | c =47.2<br>e =27.1 |
| 4 | 7.21 | 1.8 | 2.66 | 2.65 | 0.72 | −0.01 | c =12.5<br>e =35.8<br>g =16.8 |
| 5 | 6.67 | 2.1 | 2.66 | 2.575 | 0.635 | −0.13 | c =11.1<br>e =39.0<br>g =20.3 |
| 6 | 7.64 | 1.7 | 2.28 | 2.145 | 0.565 | −0.239 | c =31.6<br>e =33.1<br>g = 5.2 |
| 7 | 8.10 | 1.2 | 1.33 | 1.195 | 0.745 | −0.18 | b =37.8<br>e = 7.8 |
| 8 | 9.59 | 1.2 | 0.10 | | | | 粗粒 |
| 9 | 10.07 | 2.1 | | | | | (試料少) |
| 10 | 9.55 | 2.1 | 1.62 | 1.52 | 0.40 | −0.25 | c =59.2 |
| 11 | 10.52<br>11.52 | 2.9 | 2.40 | 1.565 | 1.525 | −0.547 | a =17.7*<br>e =22.7<br>g =12.4 |
| 12 | 8.51 | 2.6 | 2.63 | 2.765 | 0.315 | 0.428 | e =61.9<br>g =12.9 |

* $\phi 80 \sim \phi 20$

測線 N (L-2)

| 測点番号 | 水深 | 着磁% (含磁鉄鉱量) | 砂の (計算上の) 中央値 | 平均値 | 淘汰度 | 歪度 | 最頻値 (粒径と重量%) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 6.00<br>6.29 | 2.0 | 3.14 | 2.825 | 0.875 | −0.36 | c = 6.1*<br>e =16.5<br>h =21.9 |
| 2 | 6.56<br>6.65 | 3.0 | 1.03 | 1.305 | 1.285 | 0.21 | a =29.4<br>e =13.8<br>g = 5.5* |
| 3 | 6.62 | 2.0 | 2.64 | 2.57 | 0.57 | −0.12 | c =11.5<br>e =49.2<br>g =15.2 |
| 4 | 6.70<br>6.68 | 1.5 | 2.55 | 2.23 | 0.52 | −0.62 | c =22.9<br>e =44.9<br>g = 7.2 |
| 5 | 6.75 | 2.5 | 2.65 | 2.75 | 0.81 | 0.12 | e =42.1<br>g = 7.9 |
| 6 | 7.13 | 1.5 | 2.62 | 2.46 | 0.60 | −0.27 | e =54.4<br>g =10.4 |
| 7 | 7.60 | 1.0 | 2.56 | 2.155 | 0.575 | −0.70 | c =15.2<br>e =48.5<br>g = 6.6 |
| 8 | 7.47 | 0.3 | 2.55 | 2.235 | 0.485 | −0.65 | c =21.9<br>e =49.1<br>g = 5.7 |
| 9 | 7.94 | 1.9 | 2.62 | 2.665 | 0.425 | 0.11 | e =57.7<br>g =14.0 |
| 10 | 7.71 | 2.0 | 1.89 | 2.05 | 0.57 | 0.28 | c =44.1<br>e =23.4 |

* $\phi 80 \sim \phi 20$

測線 O (L-16)

| 測点番号 | 水深 | 着磁% (含磁鉄鉱量) | 砂の (計算上の) 中央値 | 平均値 | 淘汰度 | 歪度 | 最頻値 (粒径と重量%) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 5.65 | 2.1 | 1.92 | 2.14 | 0.56 | 0.39 | c =54.1<br>e =24.6<br>g = 5.7 |
| 2 | 6.58 | 1.8 | 3.16 | 2.875 | 0.345 | −0.82 | c = 8.1*<br>e =15.2<br>g =23.5 |
| 3 | 7.29 | 1.0 | | | | | 粗細 |
| 4 | 7.71 | 1.3 | 2.73 | 2.73 | 0.50 | 0 | c = 5.2<br>e =33.6<br>g =32.8 |
| 5 | 8.92 | 0.9 | 2.54 | 2.22 | 0.51 | −0.627 | c =27.7<br>e =42.3<br>g = 7.4 |
| 6 | 8.94 | 1.7 | 2.52 | 2.245 | 0.485 | −0.567 | c =33.9<br>e =40.6<br>g = 9.0 |
| 7 | 9.65 | 3.1 | | | | | (少) |
| 8 | 9.66 | 1.2 | 2.55 | 2.24 | 0.50 | 0.62 | c =22.1<br>e =45.2<br>g = 7.0 |
| 9 | 9.18 | 2.1 | 1.94 | 2.14 | 0.55 | 0.36 | c =50.1<br>e =33.2<br>g = 4.7 |
| 10 | 9.00 | 3.5 | 2.52 | 2.175 | 0.535 | −0.64 | c =37.7<br>e =42.0<br>g =6.3 |
| 11 | 10.71 | 0.5 | 0.77 | 0.755 | 0.635 | −0.02 | a =52.7<br>e = 1.9 |
| 12 | 11.73 | 1.8 | 0.54 | 0.86 | 1.18 | 0.27 | 粗粒* |
| 13 | 11.94 | 1.8 | 0.24 | 0.335 | 0.585 | 0.16 | a =44.0<br>e =1.2* |
| 14 | 10.75 | 1.9 | 2.50 | 2.165 | 0.545 | −0.61 | c =35.6<br>e =41.7<br>g = 5.3 |
| 15 | 11.47 | 2.7 | 1.24 | 1.41 | 1.10 | 0.15 | a =32.3<br>e =11.0 |
| 16 | 11.98 | | 0.03 | | | | 粗粒 |

* $\phi 80 \sim \phi 20$

測線 P (L-21) (イ)

| 測点番号 | 水深 | 着磁% (含磁鉄鉱量) | 砂の (計算上の) 中央値 | 平均値 | 淘汰度 | 歪度 | 最頻値 (粒径と重量%) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 4.9 | 0.8 | 3.20 | 3.18 | 0.58 | −0.03 | e =12.8<br>g =28.5 |
| 2 | 1.8 | 1.4 | 2.61 | 2.44 | 0.21 | −0.809 | c =14.6<br>e =59.5<br>g =10.9 |
| 3 | 1.8 | 1.8 | 2.69 | 2.74 | 0.49 | 0.10 | c = 8.3<br>e =40.6<br>g =23.5 |
| 4 | 1.8 | 3.2 | 3.10 | 3.025 | 0.515 | −0.147 | e =32.5<br>g =31.6 |
| 5 | 2.3 | 1.9 | 2.68 | 2.40 | 0.98 | −0.28 | a = 9.2<br>e =29.6<br>g =21.1△ |

| 測点番号 | 水深 | 着磁%（含磁鉄鉱量） | 砂の（計算上の） 中央値 | 平均値 | 淘汰度 | 歪度 | 最頻値（粒径と重量%） |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 6 | 2.5 | 2.8 | 2.78 | 2.625 | 0.755 | −0.20 | c =10.7<br>e =24.3<br>g =28.4 |
| 7 | 1.9 | 2.7 | 2.69 | 2.635 | 0.595 | −0.09 | c =10.1<br>e =48.1△<br>g =16.4 |
| 8 | 1.9 | 1.9 | 2.70 | 2.87 | 0.36 | 0.47 | c = 6.0<br>e =44.5△<br>g =24.6 |
| 9 | 2.3 | 2.8 | 2.73 | 2.86 | 0.58 | 0.22 | c = 8.8<br>e =33.9<br>g =24.3 |
| 10 | 2.3 | 1.7 | 2.67 | 2.725 | 0.485 | 0.11 | e =49.6<br>g =19.3 |
| 11 | 3.0 | 1.4 | 3.15 | 3.125 | 0.495 | −0.05 | e =22.9<br>g =35.3 |
| 12 | 2.3 | 1.2 | 2.67 | 2.86 | 0.35 | 0.54 | e =52.3<br>g =19.7△ |
| 13 | 2.8 | 1.3 | 2.68 | 2.785 | 0.435 | 0.24 | c = 6.8<br>e =44.1<br>g =23.6△ |
| 14 | 3.8 | 1.7 | 2.74 | 2.92 | 0.35 | 0.51 | e =49.8<br>g =29.4 |
| 15 | 3.1 | 1.8 | 2.68 | 2.87 | 0.34 | 0.55 | e =54.1<br>g =23.7△ |
| 16 | 3.4 | 2.7 | 2.67 | 2.815 | 0.365 | 0.397 | e =51.4<br>g =19.8 |
| 17 | 2.3 | 3.2 | 2.68 | 2.855 | 0.345 | 0.507 | e =50.7<br>g =21.2 |
| 18 | 2.3 | 2.3 | 2.65 | 2.84 | 0.33 | 0.57 | e =60.0<br>g =17.0 |
| 19 | 4.3 | 1.1 | 2.52 | 2.20 | 0.50 | 0.64 | c =22.7<br>e =46.8 |
| 32 | 4.4 | 2.0 | 3.21 | 3.185 | 0.515 | −0.048 | c = 5.6<br>e =13.3<br>g =28.0* |
| 33 | 6.0 | | | | | | ▲ |
| 34 | 5.2 | 1.3 | 3.12 | 3.06 | 0.475 | −0.126 | e =3.28<br>g =34.8 |
| 35 | 5.0 | 1.7 | 2.77 | 2.97 | 0.41 | 0.487 | e =43.4<br>g =28.2 |
| 36 | 5.7 | 1.7 | 2.75 | 2.60 | 0.90 | −0.16 | c =12.8<br>e =22.4<br>g =24.9 |
| 37 | 3.7 | 1.7 | 2.70 | 2.935 | 0.405 | 0.58 | c = 5.1<br>e =47.2<br>g =23.8 |

* $\phi 80 \sim \phi 20$

△ バカ貝の幼貝多数

▲ ほとんどが貝殻

注） バカ貝の幼貝
Mactra Sulcataria，径 4～2mmのもの

（第7図）を対比し，両者の関連性をみると，着磁率 3% 以上の地区は大半が中央値 2.6～2.7$\phi$ となることがわかるが，詳細な関係は明らかでない。

測線 P (L-21) (ロ)

| 測点番号 | 水深 | 着磁%（含磁鉄鉱量） | 砂の（計算上の） 中央値 | 平均値 | 淘汰度 | 歪度 | 最頻値（粒径と重量%） |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 20 | 5.7 | 1.1 | 2.57 | 2.33 | 0.41 | −0.58 | e =52.2<br>g = 6.2 |
| 21 | 4.0 | 1.7 | 2.51 | 2.215 | 0.505 | −0.58 | c =29.6<br>e =41.4<br>g = 6.2 |
| 22 | 5.0 | 1.8 | 2.76 | 2.84 | 0.32 | 0.25 | e =61.4<br>g =17.5 |
| 23 | 5.7 | 1.9 | 2.70 | 2.83 | 0.40 | 0.32 | c = 8.3<br>e =39.5<br>g =23.5 |
| 24 | 7.0 | 1.8 | 2.57 | 2.79 | 0.60 | 0.36 | c =23.1<br>e =44.5<br>g = 9.2 |
| 25 | 5.2 | 1.7 | 3.06 | 2.77 | 0.73 | −0.397 | e =37.4<br>g =28.4 |
| 26 | 6.2 | 1.9 | 3.19 | 2.975 | 0.855 | −0.25 | e =22.8<br>g =20.7* |
| 27 | 6.2 | 1.2 | 2.54 | 2.185 | 0.535 | −0.66 | c =28.5<br>e =46.8<br>g = 5.0 |
| 28 | 6.0 | 2.0 | 2.55 | 2.23 | 0.50 | −0.64 | c =24.5<br>e =47.0<br>g = 7.4 |
| 29 | 6.5 | 0.9 | 3.22 | 3.19 | 0.59 | −0.05 | e =18.9<br>h =25.3 |
| 30 | 4.5 | 1.3 | 3.20 | 3.165 | 0.575 | −0.06 | e =22.0<br>h =27.0 |
| 31 | 5.5 | 1.0 | 2.72 | 2.84 | 0.64 | 0.187 | c = 9.4<br>e =44.4<br>g =12.8 |
| 38 | 8.2 | 3.1 | 1.82 | 1.99 | 0.64 | 0.26 | c =46.0<br>e =17.7<br>g = 4.5 |
| 39 | 8.0 | 1.0 | 2.34 | 2.225 | 0.485 | −0.23 | c =41.1<br>e =35.9<br>g = 6.4 |
| 40 | 7.5 | 2.5 | 2.58 | 2.405 | 0.725 | −0.24 | c =21.7<br>e =37.2<br>g =14.2 |
| 41 | 7.5 | 2.1 | 2.64 | 2.53 | −0.67 | −0.16 | c =13.6<br>e =39.6<br>g =18.4 |

* $\phi 80 \sim \phi 20$

以上の状況から堆積物の粒度構成を詳細化することを目的とし，底質表（第3表）「最頻値」から，本海域の海底表層堆積物の粒度構成の主体が

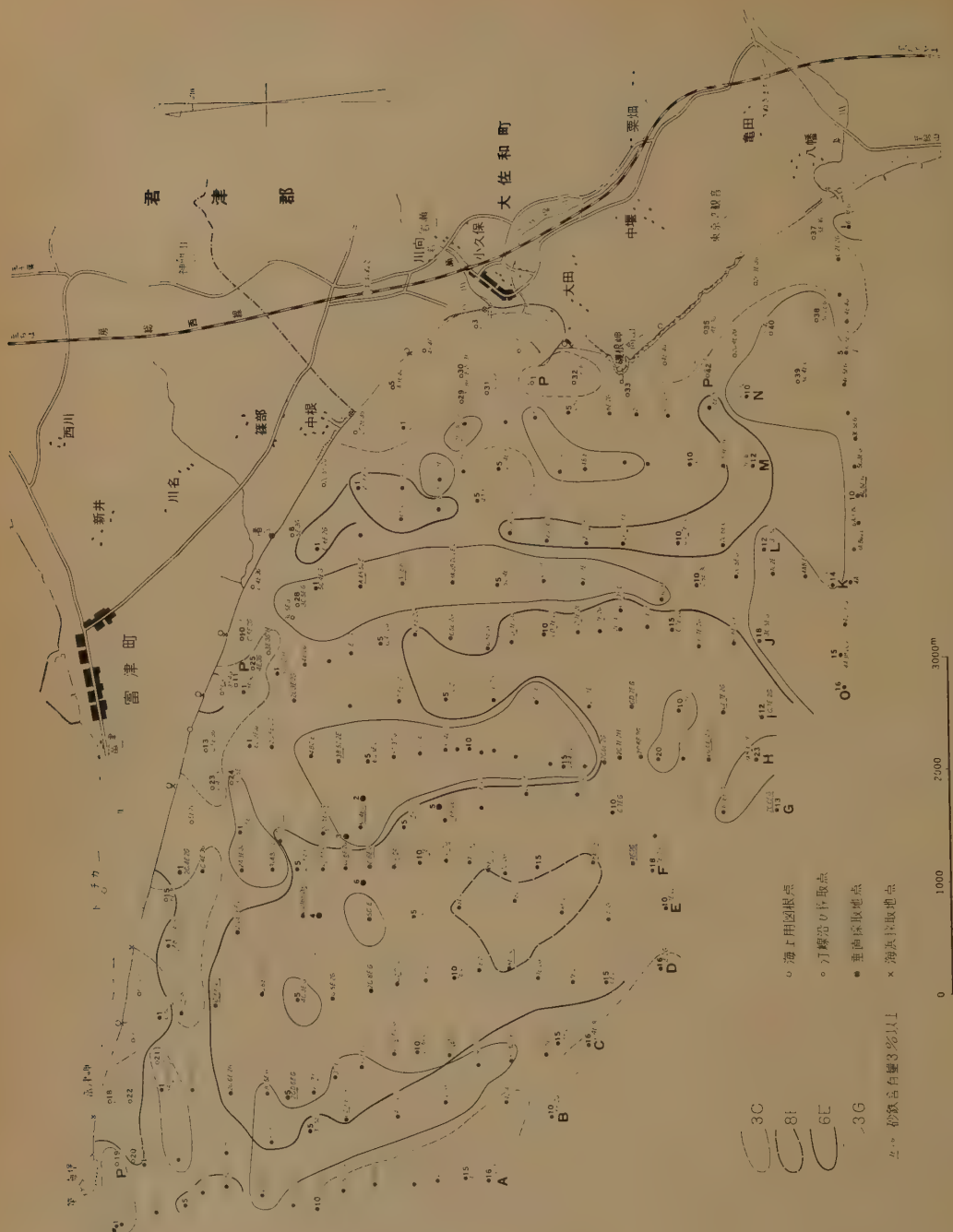
| 粒径 | | 今回の簡易粒径呼称 |
|---|---|---|
| 1.5～2.0$\phi$ | （径 0.35～0.25 mm） | （c） |
| 2.5～2.75$\phi$ | （径 0.17～0.14 mm） | （e） |
| 3.0～3.25$\phi$ | （径 0.12～0.105 mm） | （g） |

の3粒径からなることに着目して，各粒径のものの占め

第 4 表　海上試錐試料・海浜（汀線打上堆積部）砂の粒度分析表

| 試料番号 | 試料採取地点 | 着磁%（重量%） | 堆積物全体の粒度構成 $\phi_{16}$ | $\phi_{50}$（中央値） | $\phi_{84}$ | 平均値 | 淘汰度 | 歪度 | 最頻値 | 砂鉄粒の粒度構成 $\phi_{16}$ | $\phi_{50}$（中央値） | $\phi_{84}$ | 平均値 | 淘汰度 | 歪度 | 最頻値 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 試錐試料 2 | B1.（テスト）海底面から（0～30cm） | 2.95 | 1.08 | 2.54 | 2.73 | 1.905 | 0.825 | −0.769 | 11.39<br>c =14.17<br>e = 4.17<br>*g = 8.24 | 2.65 | 3.24 | 3.61 | 3.13 | 0.48 | −0.229 | c = 7.77 貝殻多し<br>*e =14.12<br>h =42.35 |
| 〃 3 | B2. 海底面から −95 cmまでの内下部 1/3(65～95 cm) | 2.08 | 2.03 | 2.39 | 2.91 | 2.47 | 0.44 | 0.181 | e =70.65<br>*g = 9.17 | 1.43 | 3.18 | 3.64 | 2.535 | 1.105 | −0.584 | a = 7.69<br>*e =15.39<br>h =37.18 |
| 〃 4 | B2. 同上 上，中部（0～65 cm） | 4.63 | 1.48 | 2.56 | 2.74 | 2.11 | 0.63 | −0.714 | c =14.07<br>e =47.99<br>*g = 8.52 | 3.16 | 3.46 | 3.67 | 3.415 | 0.255 | −0.176 | *e = 9.39<br>h =64.73 |
| 〃 5 | B3. 海底面から−105cm までの内上半部（0～50 cm） | 4.17 | 1.74 | 2.61 | 3.05 | 2.395 | 0.655 | −0.328 | c =10.33<br>e =43.66<br>*g =18.00 | 2.57 | 3.00 | 3.60 | 3.085 | 0.515 | 0.165 | *e =18.50<br>h =35.26 |
| 〃 6 | B3. 同上 下半部（50～105 cm） | 3.09 | 1.99 | 2.66 | 3.24 | 2.615 | 0.625 | −0.07 | c = 8.69<br>e =41.82<br>*g =17.82 | 2.54 | 3.18 | 3.66 | 3.10 | 0.56 | −0.143 | c = 6.32<br>e =20.00<br>h =34.74 |
| 〃 7 | B4. 海底面から−135cm までの内上面貝殻層（10 cm）を除く（10～35 cm） | 1.09 | 1.42 | 2.52 | 3.13 | 2.275 | 0.855 | −0.286 | c =25.56<br>e =31.24<br>g = 8.64 | 1.60 | 2.67 | 3.61 | 2.605 | 1.005 | −0.064 | c =17.07<br>e =19.51<br>h =21.95 |
| 〃 8 | B5. 海底面から 100 cm までの内上，中部（0～70 cm）貝殻層 5 cm 除 | 3.38 | 1.88 | 2.60 | 2.74 | 2.31 | 0.43 | −0.674 | c =14.36<br>e =59.63<br>g = 9.13 | 2.71 | 3.24 | 3.65 | 3.18 | 0.47 | 0.127 | e =15.87<br>h =41.27 |
| 〃 9 | B5. 同上 下部(70～100 cm) 貝殻層 5 cm 除 | 2.62 | 2.34 | 2.65 | 3.22 | 2.78 | 0.44 | 0.295 | e =52.87<br>g =11.86 | 2.55 | 3.25 | 3.64 | 3.095 | 0.545 | −0.284 | c = 4.76<br>e =14.29<br>h =42.86 |
| 海浜砂 A | 小久保浜・海浜バーム | 25.64 | 1.68 | 2.53 | 2.73 | 2.205 | 0.525 | −0.428 | c =34.12<br>e =42.13<br>g = 7.71 | 2.50 | 2.67 | 3.19 | 2.845 | 0.345 | 0.507 | c =10.61<br>e =51.19<br>g =21.08 |
| 〃 B | 〃 砂鉄濃集部 | 58.66 | 1.77 | 2.57 | 2.72 | 2.245 | 0.475 | −0.684 | c =25.83<br>e =53.20<br>g = 7.53 | 1.87 | 2.60 | 2.74 | 2.305 | 0.435 | −0.678 | c =19.50<br>e =57.42<br>g =10.03 |
| C | 岩瀬川川口・北側海浜 | 20.16 | 1.57 | 2.08 | 2.69 | 2.13 | 0.56 | 0.089 | c =40.23<br>e =34.05<br>g = 4.01 | 1.94 | 2.62 | 3.15 | 2.545 | 0.605 | −0.123 | c =16.76<br>e =48.09<br>h =10.99 |

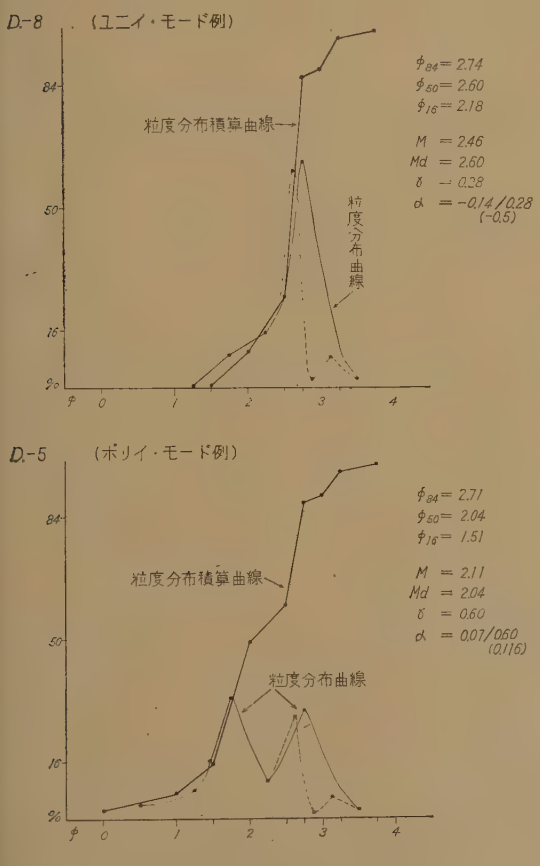
| | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $D_1$ | 大貫駅南西方（治山事務所ウラ海浜バーム） | 18.49 | 1.49 | 1.99 | 2.71 | 2.10 | 0.61 | 0.180 | c＝35.64<br>e＝30.67<br>h＝ 5.88 | 1.98 | 2.69 | 3.43 | 2.705 | 0.725 | 0.02 | c＝13.94<br>e＝38.58<br>h＝24.19 |
| $D_2$ | 大貫駅南西方（海浜背部小崖）冲積堆積物（厚さ 1m） | 18.00 | 1.56 | 2.04 | 2.73 | 2.145 | 0.585 | 0.180 | c＝39.98<br>e＝30.58<br>h＝ 7.66 | 1.84 | 2.70 | 3.52 | 2.68 | 0.84 | −0.02 | c＝16.84<br>e＝30.17<br>h＝31.07 |
| E | 中根・海浜バーム | 9.86 | 1.50 | 1.90 | 2.62 | 2.06 | 0.56 | 0.285 | c＝43.81<br>e＝26.73 | 1.64 | 2.59 | 3.26 | 2.45 | 0.81 | −0.17 | c＝26.72<br>e＝23.41<br>g＝16.03 |
| F | 渚・海浜バーム | 5.28 | 1.53 | 1.82 | 2.60 | 2.065 | 0.535 | 0.448 | c＝60.37<br>e＝19.33 | 1.45 | 1.97 | 3.44 | 2.445 | 0.995 | 0.47 | c＝34.05<br>e＝13.43<br>h＝24.22 |
| G | 富津町東端南方海浜バーム | 2.14 | 1.22 | 1.69 | 2.52 | 1.87 | 0.65 | 0.276 | c＝49.22<br>e＝14.36 | 1.09 | 1.57 | 2.72 | 1.905 | 0.815 | 0.411 | b＝37.11<br>e＝13.40<br>h＝10.31 |
| H | 富津町中央部南方海浜バーム | 0.90 | 1.27 | 1.74 | 2.53 | 1.90 | 0.63 | 0.254 | c＝51.76<br>e＝15.62 | 1.08 | 1.88 | 3.12 | 2.10 | 1.02 | 0.215 | c＝22.50<br>e＝15.00<br>h＝10.00 |
| I | 富津町西端南方海浜バーム | 0.94 | 1.64 | 2.52 | 2.70 | 2.17 | 0.535 | −0.651 | c＝28.17<br>e＝48.70<br>g＝ 4.40 | 1.58 | 2.60 | 3.44 | 2.51 | 0.93 | −0.096 | c＝18.42<br>e＝26.32<br>h＝13.15 |
| J | 富津町西方，トーチカ跡西南西海浜バーム | 1.39 | | 0.90 | | | | | | 1.02 | 1.99 | 3.32 | 2.17 | 1.15 | 0.156 | c＝23.08<br>e＝16.92<br>h＝16.92 |
| K | 第1海堡東方約 1.5 km 海浜バーム | 0.80 | | 0.85 | | | | | | $\phi_{20}$<br>1.10 | 2.12 | $\phi_{50}$<br>3.39 | 2.245 | 1.145 | 0.109 | a＝11.93<br>c＝14.62<br>e＝15.42 |
| L | 〃 東方約 0.6 km 海浜バーム | 0.68 | 0.64 | 1.84 | 2.65 | 1.645 | 1.005 | −0.194 | a＝11.54<br>c＝26.82<br>e＝32.31 | 0.92 | 1.75 | 3.14 | 2.03 | 1.11 | 0.252 | c＝24.14<br>e＝10.34<br>h＝10.34 |
| M | 〃 東端南側海浜バーム | 1.38 | | 0.58 | | | | | | 0.62 | 2.18 | 2.73 | 1.675 | 1.055 | −0.478 | a＝12.25<br>c＝17.69<br>e＝32.65 |
| M′ | 〃 東端北側海浜任意採取 | 4.28 | 1.59 | 1.96 | 2.66 | 2.125 | 0.535 | 0.327 | c＝48.12<br>e＝33.75 | 1.76 | 2.58 | 3.03 | 2.395 | 0.635 | −0.291 | c＝21.61<br>e＝46.54<br>g＝ 9.42 |
| 海浜砂鉄山 | 南方隣接海域<br>竹岡・鋸山北側海浜打上砂鉄 | 77.54 | 1.57 | 1.78 | 2.13 | 1.85 | 0.28 | 0.25 | c＝81.10<br>e＝11.42 | 1.58 | 1.78 | 1.99 | 1.785 | 0.205 | 0.024 | c＝85.09<br>e＝ 9.01 |




第 8 図　富津岬北部海域底質試料採取地点および粒度構成状況図

る重量％を，0～3.9％を無記載，4～10％を1，10％以上についてはすべて10の位に切り上げ，その10位の数値により，その粒径のものの構成重量を示し，(c)・(g)両粒径については3以上（20重量％以上），(e)粒径については6以上（50重量％以上）の地区を抽出し，砂鉄含有状況と対比したのが第8図であり，両者間の関連性を認めたが，その結果については後項に砂鉄濃集堆積と粒度構成として述べる。

本海域の海底表層堆積物の最頻値（モード）については，底質表（第3表）でも知られるように，ユニ・モード（単一最頻値）（第9図例上段参照）を示すものも多いが，明らかに2つのピークをもつポリ・モード（多モード）（第9図例下段参照），および，かすかながらも2つのピークを示すポリ・モード的な粒度構成からなる堆積も多い。これらの3型態のものの分布状況を図示したのが第10図である。




第9図

これら最頻値の相違が示す意味や，それぞれの堆積環境と機構については種々のことがいわれているが，本海域においてはポリ・モードおよびポリ・モード的な堆積物は中粒砂（$\phi_{2.0}$ より粗粒）を多量に含む場合が多く，その分布範囲も海底基盤岩層露出地域付近が主で，その他の地点も調査当時の潮目[注4]地帯にほぼ相当するように感じられた。

底質表（第4表）は海上試錐による海底新期堆積物の柱状試料と，沿岸海浜のバーム地帯で採取した試料の粒度構成状況を示したものである。このうち前者，海底柱状試料による粒度構成状況は，その付近の海底表面部のそれと大差がなかったが，後者の粒度構成は付近の海底表層堆積物のものと大部趣を異にする。

沿岸海浜バーム地帯（汀線斜面の上端部）の試料は，海岸線における粒度構成の変化とそれぞれの地点の前面海底の粒度構成との対比を目的として磯根岬北側の小久保浜から，西方の第一海堡の間をほぼ1km間隔で試料を採取した。（第4図参照） これらの試料はすべてが多モード型の粒度構成を示し，東方（磯根岬付近）のものは(e)粒径（$\phi$2.5～2.75）を主体とするが，中央部から西方（第一海堡付近）のものは粗粒化し，(c)粒径（$\phi$1.5～2.0）が主体となる傾向がある。

また，参考として採取した沖積台地堆積物試料D′（海浜試料D地点背部の崖に露出するものを柱状に採取）の粒度構成状況は海浜バーム試料Dと較べて大差が認められない。

（3） 砂鉄の含有状況と粒度構成

採取した試料中の砂鉄含有量を600ガウスの磁石を使用した人手選別法により測定した結果は「底質表」の着磁％のとおりである。これを品位別に試料数を整理すると下表となる。

| 品位 | 1%以下 | 1%台 | 2%台 | 3%台 | 4%台 | 5%台 | 6%台 | 7%台 | 14%台 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 試料数 | 25 | 105 | 77 | 34 | 8 | 4 | 1 | 2 | 1 |

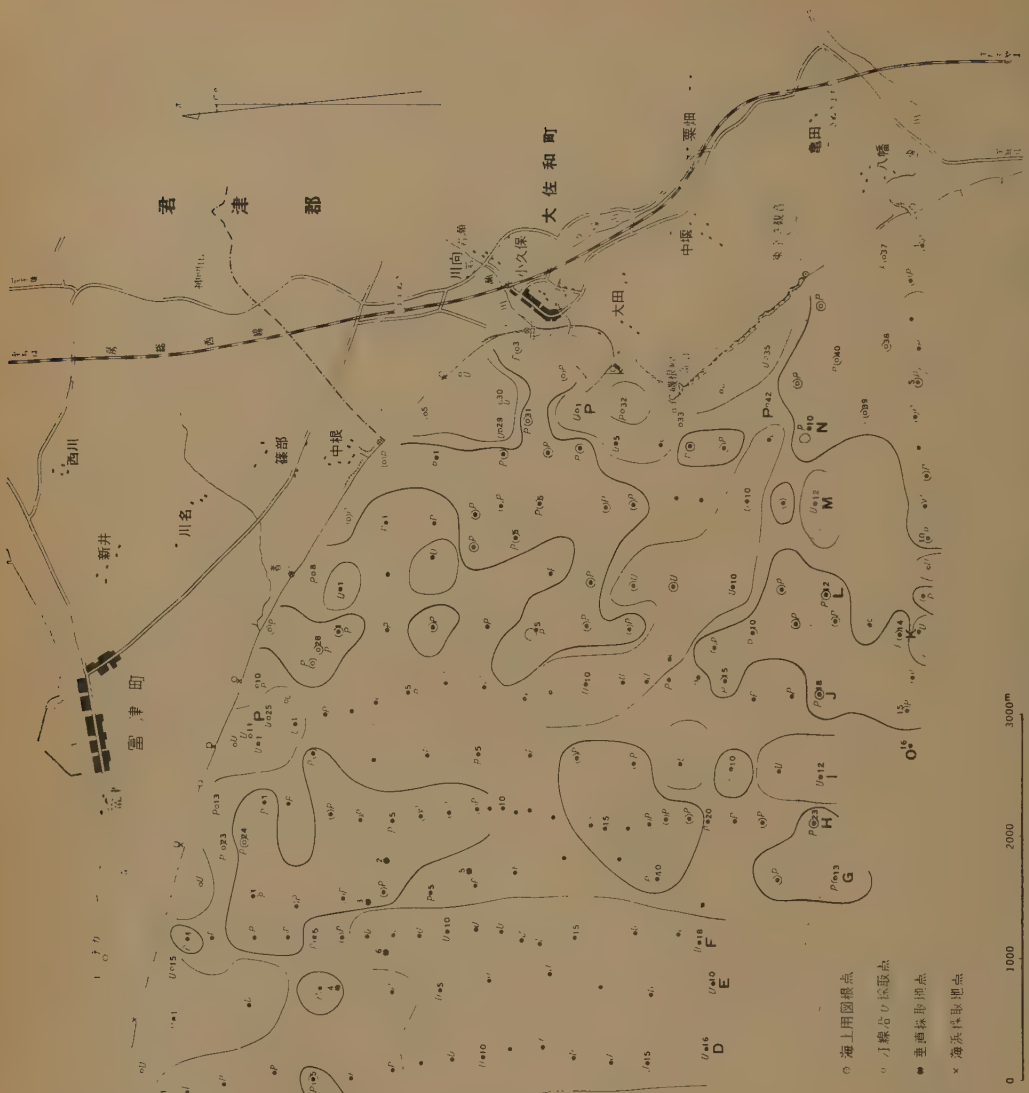
以上の結果から本海域における海底表層部の平均砂鉄含有率は2％内外となる。

第7図は試料採取地点の砂鉄品位に海底地形を加味して，海底表層部の砂鉄含有状況を図示したものである。この図によると砂鉄品位2％以上の分布範囲は西半部に広く拡がる平坦地（陸棚）地域と東半部に点在する小平坦地となる。また分布上の特性として，北西方：高位，南東方：低位，の北西から南東に延びる堆積形態があげられる。

砂鉄品位3％以上の分布範囲は，おもな4地区（第7図内 A・B・C・D）がすべて西半部に存在する。

A地区は本海域の中央部近くに位置し，水深6～10m

注4） ここでは海水の流動方向の異なる2者が相接する線をさした。




第 10 図　房総半島北部海域堆積物採取地点およびモード状況図

の間に南北方向延長約 2000 m，東西方向延長約 1000 m の拡がりをもち，砂鉄品位・分布状況等から本地域中の最良地区といえる。この地区には一筋の海底谷があり，砂鉄品位 3% 以上の分布範囲が2分されるおそれもあるが，東側嶺線部で実施した試錐 2·3·5 の各調査結果（第4表参照）では，それらの地点で 3% 以上のものが厚さ 1m 以上の規模をもつことがわかったので，一応一連の堆積と考えた。また本地区の東側には南北方向に延びる海底基盤岩層露出地帯があり，本地区の海水流動方向が NW→SE，またはその逆となっており，この両者の関係が本（A）地区の堆積機構と分布形態に大きな影響力をもつものと考えられる。

B地区はA地区の南方，水深 9～14 m 地帯にあり，主体は海底平坦面（陸棚）の南側地形変換帯である水深 11～14 m 間に沿って北西～南東方向に細長く分布する。

この地形変換帯沿いの細長い分布の北方延長が平坦面下まで，賦存するか，しないかについては不明で，この堆積形態については今後検討したい。

C地区は本海域の北西端部の水深 5～18 m 地域に南北方向延長約 2000 m，東西幅約 600 m 以上の分布範囲を示すもので，西限は本海域外となる。

D地区はC地区の東方約 2 km，水深 3～8 m 地域に東西方向延長約 1000 m，南北方向幅約 1000 m の，南を頂点とした逆立三角形状の分布を示す。

C·D 両地区の間には第5図（粒度分布図）にもみられるように，第1海堡の西側から本海域に流入する新堆積物および顕著な沿岸流が認められ，C·D 両地区の堆積がその影響を受けているものと考えられる。

本海域の沿岸海浜地域の砂鉄含有状況は磯根岬の北側，小久保浜に小規模な海浜砂鉄採掘跡があり，海浜バーム部（汀線斜面の上端部）にも打上砂鉄の濃集堆積（第4表浜A）が認められるが，沿岸を北西方，富津岬に向かうに従って海浜バーム部の含砂鉄量は漸減する。

本海域の砂鉄濃集堆積地（砂鉄含有率 3% 以上）とその付近の海底堆積物の粒度構成との相互関係をみることを目的として，第8図中に砂鉄 3% 以上の地点を記載[注5]すると，その地点の粒度構成が今回の粒径簡易呼称で，2C·6E·G～2G，C·7E·G～2G，および 8E·2G を示すことがわかる。

つまり，本海域で砂鉄を 3%（重量）以上含む堆積物の粒度構成は，C粒度のものが全体量の 0～20%（重量），E粒径のものが全体量の 50～80%（重量），G 粒径のものが全体量の 0～20%（重量）となり，C粒径が減るとE粒径が増す傾向が認められた。

なお，一部に砂鉄含有率の良い地点でも粒径が非常に大きい場合もあるが，その地点は海底基盤岩層露出地帯中の砂溜りか，またはとくに海水流動速度の早い地点にあたる等，特殊な環境下にあったものと考えられる。

本海域の海浜および海底に分布する砂鉄の粒径は第4表に示したように，

| 今回の簡易粒径呼称 | 粒径 |
|---|---|
| (b·c) | $\phi$1.0～2.0（径 0.50～0.25 mm） |
| (e) | $\phi$2.50～2.75（径 0.17～0.14 mm） |
| (g·h) | $\phi$3.00～3.75（径 0.125～0.074 mm） |

の3粒径が主体となる。

海浜の砂鉄は磯根岬付近の濃集度の高い地点では(e)粒径が主体となるが，富津岬・第一海堡方向に向かうに従って砂鉄の含有量が下るとともに（b·c）粒径および(h)粒径の含有率が上る。海底堆積物中の砂鉄粒については試錐試料のみ取り扱ったが，それによると（g·h）粒径が主体となり，海浜のものより細粒となる。

## 9. 砂鉄の鉱物組成概況

本海域の海底表層堆積物の鉱物組成掌握を目的として，とくに砂鉄含有量の高い（着磁率 14%）地点である G-3（砂鉄濃集部 A，富津部落南南西，標高 −8.36 m）の試料について検討すると下記となる。

本地点の砂粒はすべて，小豆状・米粒状を呈し水磨度が進んでおり，構成鉱物を石英・長石等の白色透明鉱物，角閃石・輝石類等の有色鉱物および鉄鉱物と3大別すると，白色透明鉱物は全体の約 45%，有色鉱物が約 35%，鉄鉱物が約 20% の割合で構成されている。

白色透明鉱物は長石類が少なく石英が主体となり，有色鉱物は輝石類が角閃石類より多い。鉄鉱物は，その約 90% が単体の磁鉄鉱粒からなり，赤鉄鉱とチタン鉄鉱の単体粒および磁鉄鉱とチタン鉄鉱，磁鉄鉱と赤鉄鉱からなる格子状構造を示す砂粒を少量ずつ含む。

単体の磁鉄鉱粒は周縁部からなるマータイト化作用も認められず，ときに微粒の黄鉄鉱を包裹物とすることがある。

なお，海底の砂鉄と沿岸部海浜打上砂鉄との関連性をみるため，海底表面部試料 G-3 と小久保浜の打上砂鉄および南方隣接地区の城山海浜の打上砂鉄の3者を対比すると下記となる。

砂鉄粒の粒度構成の面では，本海域の海浜（小久保浜）および海底（G-3）の両者は構成上に大差が認められず，e粒径が主体となるのに反し，隣接地区（城山海浜）のものはc粒径が主体となり，本海域のものよりも粗粒の

注5）砂鉄含有率 3% 以上の地点は，その場所の簡易粒径呼称数値に2本のアンダーラインを記載（第8図）。

ものによって構成される。

砂鉄粒の鉱物組成状況は，海底のもの (G-3) は前記のように磁鉄鉱の単体粒が 90% 内外を占め，赤鉄鉱・チタン鉄鉱の各単体および磁鉄鉱と赤鉄鉱・磁鉄鉱とチタン鉄鉱の格子状構造を示すものがそれぞれ少量ずつ含まれるが，これに対して，海浜のものは小久保浜のものが格子状構造を示す砂粒に乏しいことを除き，ほとんど鉱物組成上の差異は認められない。

## 10. むすび

本調査研究は，はじめての海底地質鉱床調査研究であり，水深 40 m 以浅の海底新期堆積物中の砂鉄を対象とし，調査技術の検討を主眼として実施したものである。

本調査研究の結果判明した地形・地質・鉱床上の諸事項と技術上の問題点について述べると下記となる。

地形・地質・鉱床上，現在の調査技術で掌握することのできた事項としては，

1) 陸棚 (標高 −15 m 内外) の発達状況
2) 陸棚上の地形特長と陸棚谷の方向性
3) 海底面の基盤岩層と新期堆積物の分布概況
4) 新期堆積物表面部の粒度構成
5) 新期堆積物表面部の砂鉄含有状況

等があげられ，極浅海海域の海底地形・海底表層地質概況・海底表層部の砂鉄分布状況等の海底表面部の地質鉱床概況についての掌握が可能の見通しがついた。

本海域の砂鉄分布概況について述べれば，海底表面部の平均砂鉄含有率は 2% (重量) 内外で，最高品位は 14% (重量) となり，3% 以上の地点の分布範囲をみると，そのおもな地区はすべて西半部の陸棚上に分布し，一地区の拡がりは 1000 m×2000 m の規模をもつ。これらの砂鉄濃集堆積部の厚さ，および堆積機構の検討を実施するためには，海底柱状試料採取技術の確立と海水流動状況資料の充実が必要である。

上記の状況から，今後海底地質鉱床調査研究実施に際し，とくに充実の必要性を感じた調査技術として前記 2 事項とともに海底地質観察・記録装置の開発があげられ，さらに能率改善・精度向上の望まれるものとして海上位置決定と海底地形とがある。

以上，本調査研究の結果，判明した各種事項について述べたが，海底の地質鉱床調査研究は陸上のそれと異なり，多くの費用と時間が必要で，新設・改善・整備すべき事項も多い。

また，周囲を海に囲まれた日本では今後増々，沿岸海域に関する各種の調査研究実施の必要性のあることが明らかで，それに備えて逐次態勢を整え，各種の研究を進めたい。

なお，本調査研究実施にあたり，所内外の多数の方々から多くの助言を戴いたことを，とくに付記する。

## 文 献

1) 長谷川 博他 9 名 (1961): 琳代南部海域，未利用鉄資源，9 輯，通産省，p. 313〜316
2) 三梨 昂他 9 名 (1962): 富津—大多喜，日本油田ガス田図，no. 4, 地質調査所
3) KRUMBEIN, W.C. & PETTIJOHN, F.J. (1938): Manual of Sedimentary, Petrography (The Century Earth Science Series), D. Appleton-Century Company Inc.
4) INMAN, D.L. (1952): Measures for Describing the Size Distribution of Sediments. *Jour. Sed. Petrology*, vol. 22, no. 3, p. 125〜145.

550.85:621.397 (204)

# 海底地質調査技術の開発について

## ——水中テレビ機による予備実験——

堀本 健次*　小野寺 公児*　丸山 修司**

# An Experiment on the Use of "UWTS"

By

Kenji HORIMOTO, Kōji ONODERA & Shiyuji MARUYAMA

Abstract

An experimental study on the use of "Under-water Television System" (UWTS), which can be considered as one of the adequate methods for geological observation of the sea bottom, was made near the Isonezaki cape, Chiba prefecture.

This work is one of the preliminary studies for the investigation of iron placer on the sea bottom.

As results of the experiment, the writers found that sufficient geological data can be obtained by using this system, but some modification such as use of the remote control-system for rotating the T. V. Camera will be necessary in the future.

They also deduce that the combination with Industrial Video Tape Recorder will be much efficient for geological works.

**要　旨**

筆者らは海底地質鉱床調査研究にもっとも適応した観察法の一つとして水中テレビ機の活用を考え，千葉県磯根岬南部海域の海底砂鉄調査研究の一環として日本電気（株）製の水中テレビ機を使用し，海底地質観察技術確立のための予備実験を実施した。その結果，水中テレビカメラ，受像モニターなどの優秀性が実証され観察装置として充分使用可能の見通しを得た。しかし，地質鉱床調査研究上の装置としてさらに船上からの遠隔操作によるカメラ首振り旋回，カメラ指向方位などの角度の掌握，受像記録の多目的使用を目標とした I.V.T.R 装置の併用などの必要性を感じた。

なお，本研究の予備実験と実験後の検討に際し，日本電気（株）大野 孝・中川 豊・和田健治の3氏に種々御協力を賜わった。明記して厚く謝意を表する。

## 1. まえがき

本研究は大陸棚海底砂鉄調査研究業務の一環として，水中テレビ機使用による海底地質観察装置の試作を考え，昭和 37 年5月，日本電気（株）特定機器工場技術陣の協力を得て同社で試作された水中テレビ機を使用し，岩石片，砂などの試料により地質観察の可能性についての水槽撮像実験の機会を得たのをはじまりとする。その後，解像度が高感度に改良された水中テレビ機「NVW-193　101 型」の完成を得て，昭和 38 年 10 月 28 日から4日間，東京湾口海域（千葉県磯根岬南部海域）の調査研究の一環として同機による海底地質観察の実験を実施する段階となった。

これまでに実施された海底観察法としては水中用写真機によるもの，特殊潜水球によるものなどがあるが，これらは海底の各種概要を観察する方法であって詳しい海底地質調査研究には適当したものといえない。またこれまで行なわれてきた，(1) ドレッジ，採泥器，ボーリング法などの底質試料採取技術，(2) 重力，地震，音波，磁気などの物理探査法による海上調査技術とは異なり，海底地質観察技術はまだ充分な技術が確立されていない。

本所では昭和 34 年に長崎沖，大村湾を対象とした海

* 技術部
** 鉱床部

底写真法による海底観察の実験がはじめて行なわれた(上島 宏ら)[注1)][注2)]。

この方法は海底地質状況をある程度予測して写真機を海底に下し撮影し，現像された写真上から地質の詳細を観察検討するもので，資料価値のある点を選定し記録することが不可能という大きな欠点があった。

これに比して水中テレビを利用する本方法は海底写真法の欠点を補い，広く観察し資料選定が容易であり，さらに一度の調査で得られた撮像は記録記事の挿入と撮像再生が容易な記録法により他の海底研究目的にも利用し得る多用的特性がある。

## 2. 使用機器と実験地点

### 2.1 使 用 機 器

今回の実験に使用した機器は日本電気(株)製「NVW-193 101 型」水中テレビ機でその機器構成は第1図に示した。その性能の概要は次のとおりである。

[A] 水中テレビ装置：機器構成

(1) TV カメラ (図版 1) 1 台

型式：TI-105 (R) 型 ITV カメラ

性能：解像度 450 本

レンズ 広角 12.5 mm F. 1.4

被写体距離 1~5 m

(2) 投光器およびカメラ筐 (図版 2)

投光器：500W 2 灯

カメラ筐の耐深度 100 m 以下

(3) カメラ安定脚 (図版 3) 1 脚

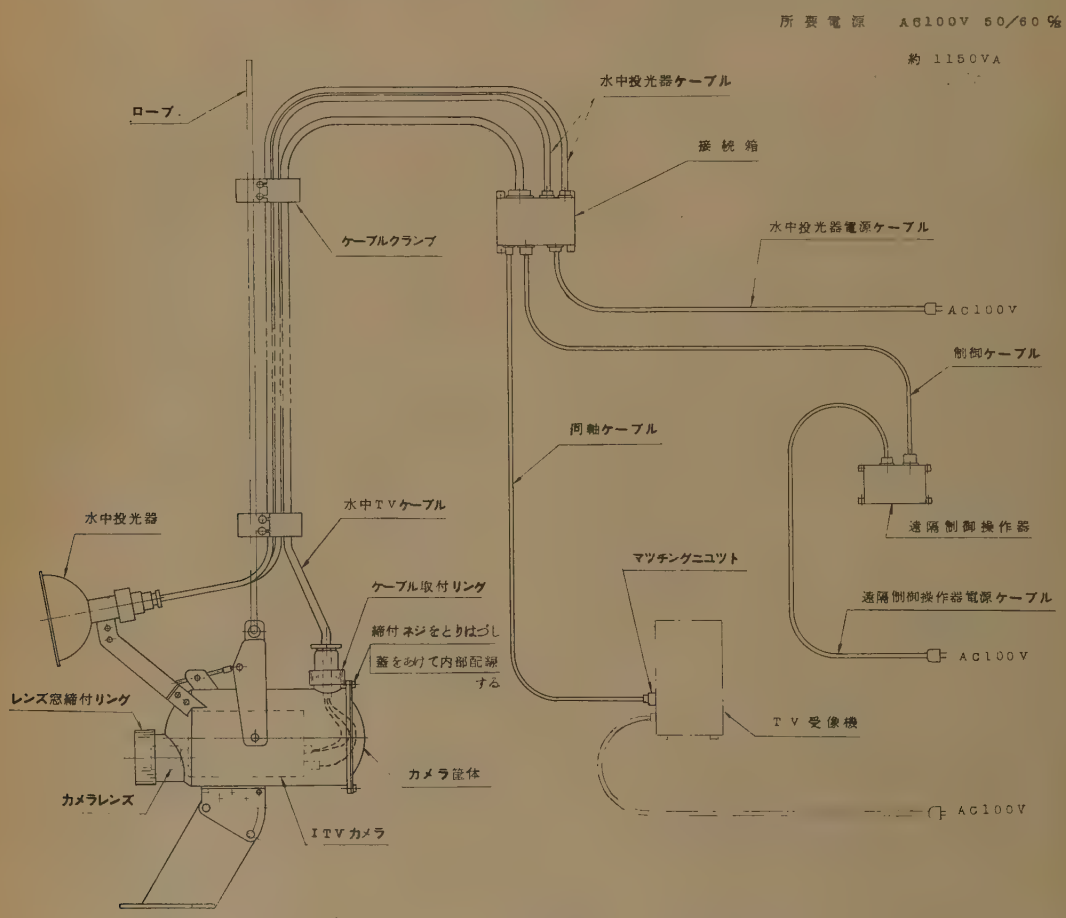
型式：L型鉄製角錐型

上台 280×590 mm

下台 1200×1200 mm

高さ 1200 mm

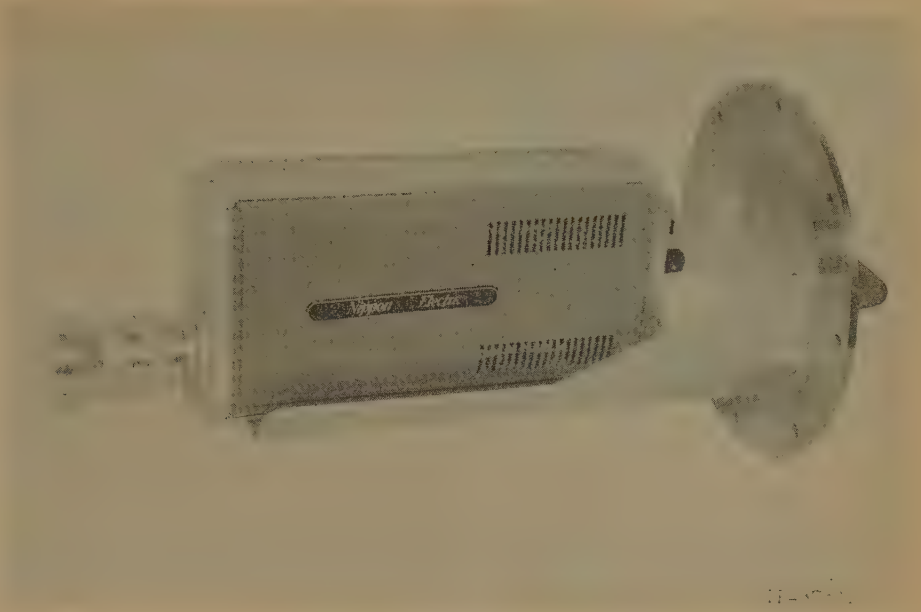
カメラ取付角度：30°



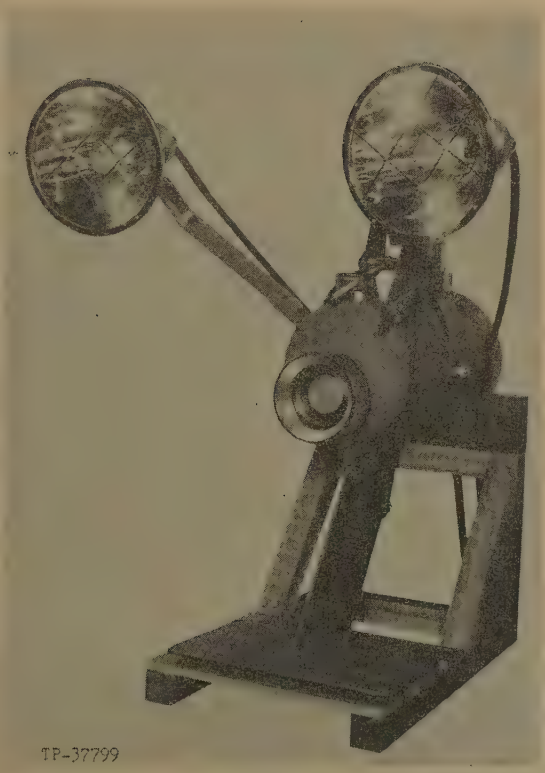

第 1 図

注1) 上島 宏 (1958-2), 地質ニュース, No. 52

注2) 上島 宏 (1961-5), 地質ニュース, No. 81



図版 1




図版 2

図版 3

（4） 遠隔制御操作器　1台
電源スイッチ
ターゲット調整
ビーム調整

（5） 受像器（図版 4）　1台
型式：8吋モニター
性能：解像度　650本
電源スイッチ
明るさ調
コントラスト調整
水平同期調整
垂直同期調整

（6） ケーブル（図版 3）　2本
水中カメラケーブル 130m　1本

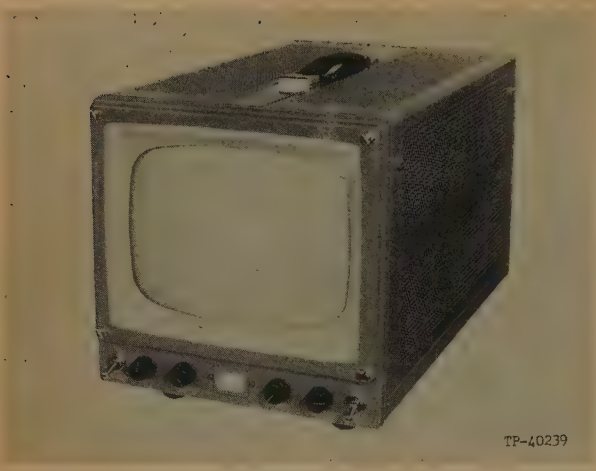



図 版 4

水中投光器ケーブル 130 m 1 本

［B］ 水中投入装置の全重量および所要電源

（1） 水中カメラ装置およびケーブル重量 約 110kg

（2） 所要電源

AC 100 V 50/60 cs 1,150 VA

以上の機器のうち今回の実験のため用意した[A]-(3)のカメラ安定脚はカメラ筐と投光器を切離し，別々に取付けられるよう製作したものである。(図版 2,3 参照)

### 2.2 実験地点

実験地点の選定については地質観察装置試作のための適応性を検討する目的から撮像対象を海底露岩床地帯と新期堆積物の分布地域とに分け，第2図に示した水深 10～50m の 9 地点において観察実験を実施した。

第 2 図 水中 TV による実験位置

### 3. 撮像方法および受像と記録方法

本実験に用いた撮像方法は海底地質観察のため撮像面積を約 2 m² とし，被写体を詳かに観察できるようこれに適応する角錐型カメラ安定脚（2.1 参照）を用意し，高さ 1.2 m の同脚上台にテレビ機のカメラ筐（投光器2灯とフロートを取外したもの）を傾角 30° で取付け，対物距離を 1.4 m，撮像面積を 1.7 m² にし，投光器2灯を安定脚の前脚内側の高さ 0.5m に固定して，傭船の舷側からクレーンによって吊下す方法を用いた。（図版 3,5 参照）

カメラを制御，操作するための遠隔制御操作器と被写体を受像する受像モニターは船倉内に設置し，モニターに受像された映像画面の記録は三脚を用いた「ミノルタ SRI 型」写真機により「さくら SS」フィルムを使用して，シャッター速度，1/15，1/30 秒，F 5.6 で撮影し

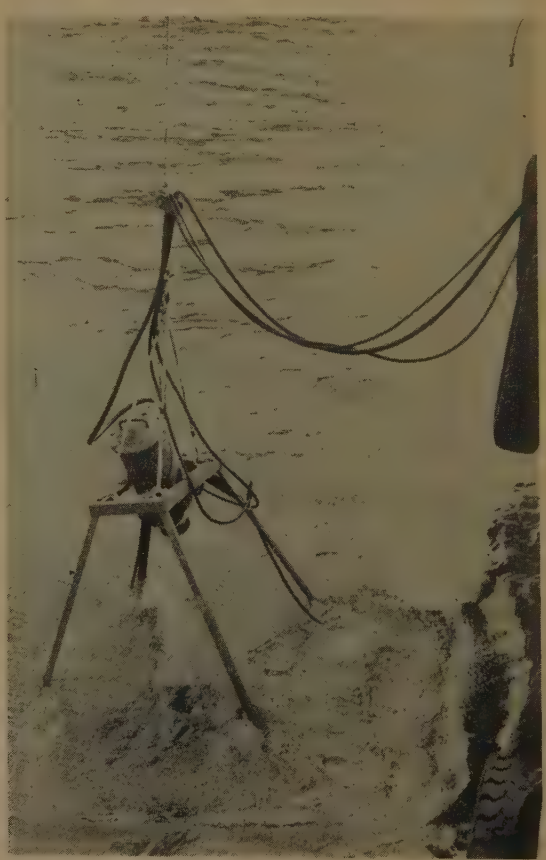


図 版 5

た。

## 4. 撮像結果

### 4.1 撮像状況

撮像実験は水深 53 m，水深 45 m，水深 15 m，水深 10～8 m の 4 段階に分けて実施した。

水深 53 m では遺棄された古い漁網，古碇，蛸つぼが散乱し，緩い凹凸状の砂地に無数の細かい貝穴があり，水深 45 m では海谷に大きな貝穴のある青泥状態が観察され，水深 15 m では岩礁地帯の露岩の形態と節理の方向性などがみられ，水深 10 m の所は無数の小貝穴を有する砂の分布地域で漣痕状態を示す砂の堆積場があり，水深 8 m では岩礁地帯に繁茂する海草の波にゆらぐ状況，岩の亀裂にはさまれた蛸つぼ，貝殻の散乱など各地点とも鮮明に受像することができ，とくに萩生沖水深 15 m 付近では間断なく一定方向に流動する沈積物が海底で砂けむりを上げているような状況が観察され，堆積環境の解明上重要な手掛りとなる状況資料を得られることが明らかとなった。

これらの撮像には水深 10 m より浅い場合は自然光で充分観察できるが，これより深い場合は投光器の照射が必要であり，日照度はあまり影響しないが，水の清濁度が大きな影響をおよぼすことが確認された。

### 4.2 撮像結果

以上の撮像実験の結果，本機を基体とした海底地質観察装置および観察法の開発は充分可能であるという確信を得るとともに，次に記する事項について機能および装置の改善を行なう必要があると考える。

#### 4.2.1 実験中の問題点

今回の実験に使用した角錐型カメラ安定脚は前項 3. において述べた目的から暫定的に作製したので，4 本脚とその構造および投光器の高さと照射角度の点で多くの改良すべき点が認められた。

次に 4.1 項において述べた撮像状況から気付いた問題点を要約すると下記のとおりである。

（1） 水中投入部の機構と電源設備について

① 角錐型カメラ安定脚の脚の開き角度が不充分であり，さらに 4 本の脚先のうち 3 面に横材をはかせたためかえって海底面の凹凸上に落着くことができず，非常に不安定な状況となりついにはカメラ台（安定脚）が横転することがしばしば起った。

② 投光器を角錐型カメラ台の前脚 2 本の内側に取付けることにより，被写体に近づけて被写体からの反射光を強めるように考えた方法は撮像面積 1.7 m² の被写体に投光器のフィラメント弧が反映して不均一な照射状況となり海底物質の映像観察上大きな障害となった。（図版 6）

③ 水中テレビ機電源として筆者らが用意した 2 kW 交流発電機はプーリーが小さいため発電周波数（50 c/s）の安定性を欠き，水中カメラ本体の電源電圧が規定の変動率 ±5% をこえることから映像がしばしば流れてひんぱんな調整を必要とした。

（2） 実験中の水中テレビ機の撮像機能の不備について

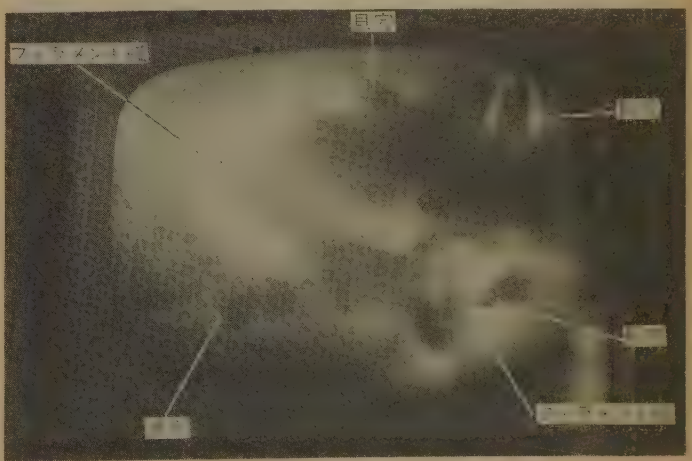
① 地物や海谷および青泥の堆積状況などの概要的な撮像状況（たとえば水深 53, 45 m の撮像状況）についてはこのままの機能で良いが，水深 10～15 m 付近で撮像された砂の起伏のある堆積状況や微粒砂の流動状況などの現象の場合，とくに水中カメラの指向方位角検出機能とその指示機構の必要性を痛感した。

② 岩礁地帯の露岩形態と節理の方向性などの撮像（たとえば水深 15 m 付近の撮像状況）については ① の設備機構のほか，カメラの俯仰角変化，水平回転操作およびこれらの角度検出機能と指示機構がなければこれらの形態の把握が困難である。

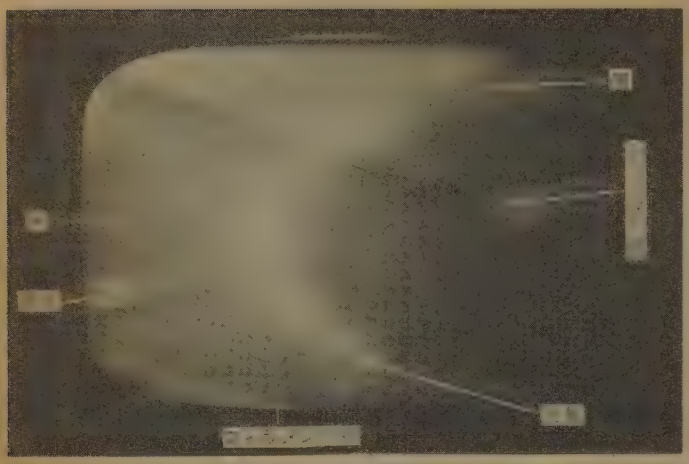
③ 露岩の形態，性状の撮像については ①, ② の設備のほかに広角レンズの水中テレビカメラに狭角接眼レンズを併用し，必要に応じて広角，狭角レンズの切換操作およびレンズ絞りの調整を行なう装置を付加することにより観察精度の向上が期待される。

#### 4.2.2 実験中の映像記録の問題点について

一般に水中テレビカメラを陸上の撮像に使用した場合，その映像画面は鮮明であるが，水中撮像による映像画面は水中微生物の乱反射などのため被写体の解像度が

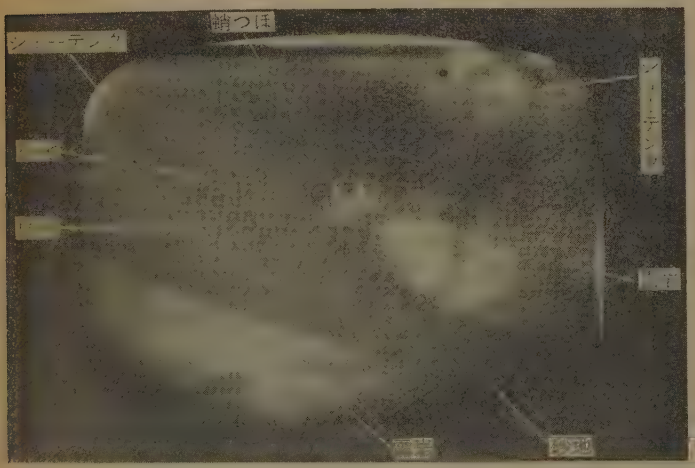



図版 6　投光器の照射角度，高さが悪いためフィラメント弧ができた写真
（水深 45m の海谷頭付近の大きな貝穴がある青泥状態）



図版 7　シャッター線が入った写真（水深 15m の岩棚付近で貝殻が散乱しているところ）

図版 8　シェーデング現象を起している映像画面の写真（水深 13 m 付近の露岩地帯——投光器を使用していない写真）




図版 9　右隅上部にシェーデング現象を起している写真（水深 13 m 付近の砂地に突起している岩礁に引っかかった蛸つぼ——投光器を使用していない写真）

空気中よりやや劣るといわれている。しかし，本実験の結果によれば映像画面の鮮明度は一応肉眼観察には充分な鮮明さをもっていた。

映像画面の記録は前項 3. に述べたように三脚を用いた「ミノルタ SRI 型」写真機を受像モニター前に据えて撮影したが，現像された写真のほとんどは露出不足の原因から鮮明さを欠いており，また鮮明なものには写真機のシャッター切線（左から右に切れる。図版 7 参照）による斜線が入っているため観察が妨げられ，肉眼観察したときに感じた鮮明さと非常な隔たりがあり記録の検討にははなはだ不充分である。

この原因として考えられるものを次に列記すれば

（1） 受像モニターの映像画面の鮮明さについて

① 映像画面の明るさは肉眼で感じているよりも実際は約 5～10 倍暗い。

② 画面に映る被写体の像は被写体の反射光の多少によって鮮明さが変り，その変動が激しい。

③ 被写体の反射光が少ないときは受像モニターのターゲット電圧やビーム電流を高目に調整し，映像を鮮明にさせようとするときシェーデングを起し易く，フォーカスも多少甘くなる。このときの画面の背景は四隅が白くなる（図版 8, 9）ので明るさが不均一になる。（肉眼観察では気付かない）

（2） 映像画面の写真撮影のシャッター速度について

① 受像モニターの映像は（1）の各項の鮮明さと無関係に上から下へ向かって周期 1/25 秒の早さ（走査する早さ $\frac{625\times2.5}{12.7}$ mm/sec）で画面を送っており，写真機のシャッター速度を周期 1/25 秒より早い速度で撮影するとシャッター線が記録写真を斜めに分断したように記録される。

② 被写体の反射光のコントラストによりシャッター速度を 1/30 秒より早い

速度で撮影すると露出不足がひどくなる。また反射光のコントラストの変化により映像の鮮明度の変化が激しいので一定速度で撮影できない。

③ シェーデング現象を起している映像画面の記録撮影はおそいシャッター速度で行なっても四隅が抜けて原形がはっきりしない。

④ 相当早く移動している被写体があるときは映像画面の明るさとの関係で，シャッター速度をそれほど早くすることができないから写真記録がピンボケを起し易い。

以上の諸因により，映像画面の写真撮影による記録は像の不鮮明や露出不足などが起りやすく，満足な結果を得ることが困難であると思われる。

## 5. 結　語

以上のように今回の実験の結果，海底地質観察装置に水中テレビ機を基体として使用した場合は「NVW-193 101 型」水中テレビ機の撮像性能の結果からみて，同機の大部分がこのまま充分使用に耐えられるものであるとの確信を得たが，**4.2** において述べた実験中に生じた問題点および撮像と記録装置の不備を解決するため次に記する諸装置を付加することが必要と考える。

すなわち，

（1） 水中テレビカメラ装置について

① カメラ筐の脚部は撮像能率上の理由から曳航式三角錐のソリ型にして海底面を滑走させる。

② カメラ筐内に（a）カメラ旋回機構一方位角 0～340°，俯仰角 +20°～−90°をスキャニングさせる，（b）カメラの水深，方位，傾角の検出装置，（c）海底面傾斜角検出装置を付加させる。

③ テレビカメラに，（a）ターレット方式によるカメラレンズ 12.5 mm と 50 mm の 2 段切換装置，（b）カメラレンズの絞り調整機構を付加させる。

④ 投光器は広角ヘッドライト型の均一照射方式による 500W 2 灯に代える。

（2） 水中テレビカメラケーブルについて

① ケーブルはカメラと投光器用のものを 1 本のケーブルに収容し，船の曳航に耐える強さを有し，長さを 150～170 m（撮像範囲　水深 100m 以内）とする。

② ケーブル巻取りは専用の巻取り機を使用する。

（3） 船上遠隔操作装置について

① 14 吋受像モニター。解像度 650 本

② 水中カメラ装置の遠隔制御操作用機器

③ 水中カメラ装置の方位，傾角，水深などの検出指示機構および海底滑走面の傾斜角検出指示機構。

④ 電源変動率 ±5% 以内を保持するため電圧計および電圧調整器を加える。

（4） 撮像記録方法について

テレビの映像画面は水中カメラが撮像した被写体の電気パルス信号の走査によって映し出されているものであるから，これを直接記録するためにはフィルムの感光によるものよりも，電気パルス信号をそのまま記録する I.V.T.R. 装置（ビデオ装置）を使用すれば受像モニターの映像画面と同精度のものが得られるため，次に記すような非常に優れた利点がある。

すなわち，

① **4.2.2** の（2）に述べたような現象は起らないし，調査中に受像モニターに映像されたものがそのまま容易に再生できる。

② 撮像された被写体の位置，形態などの測定に必要な水中テレビカメラの首振り旋回の各角度，レンズ切換え，水深度などの検出指示数の記録値，No. の記事は銀テープに記入し，I.V.T.R. で録画するとき挿入することによって簡単に映像画面の隅に記録できる。

③ 写真にする場合は受像モニターに映像を再生させ，ビデオテープの回転を止めて画面を静止状態におくことにより，被写体の反射光のコントラストの変化も止まり，その鮮明さに合せて適当なシャッター速度を選定し撮影することができる。

以上述べたような機能を付加させることによって海底地質観察だけでなく地質調査研究実施上での技術的問題点，たとえば，底質試料採取法や堆積環境研究のための海況測定機器の改良なども，本装置でこれらの機器の水中での実態を直接観察することによってその改善に必要な資料が容易に得られ，海底地質調査研究の発展に大いに貢献するものと考えられる。

（昭和 40 年 10 月脱稿）

概　　報

552:535

# カラーインデックス

田中憲一*　片田正人**

# Colour Index

By

Ken-ichi TANAKA & Masato KATADA

岩石薄片を観察する場合に，特定の鉱物の量比を測定しなければならないことが少なくない。たとえば，花崗岩類の構成鉱物間の量比，火山岩類の有色鉱物の量比，砂岩のマトリックスの量比などである。そうした際に簡便に測定することを目的として試作したのがこの図である。

この各図に示したパーセント数は，各円全体に対する暗色部の面積比である。たとえば 20% というのは，暗色部の面積が全体の 20% で白色部は全体の 80% である。

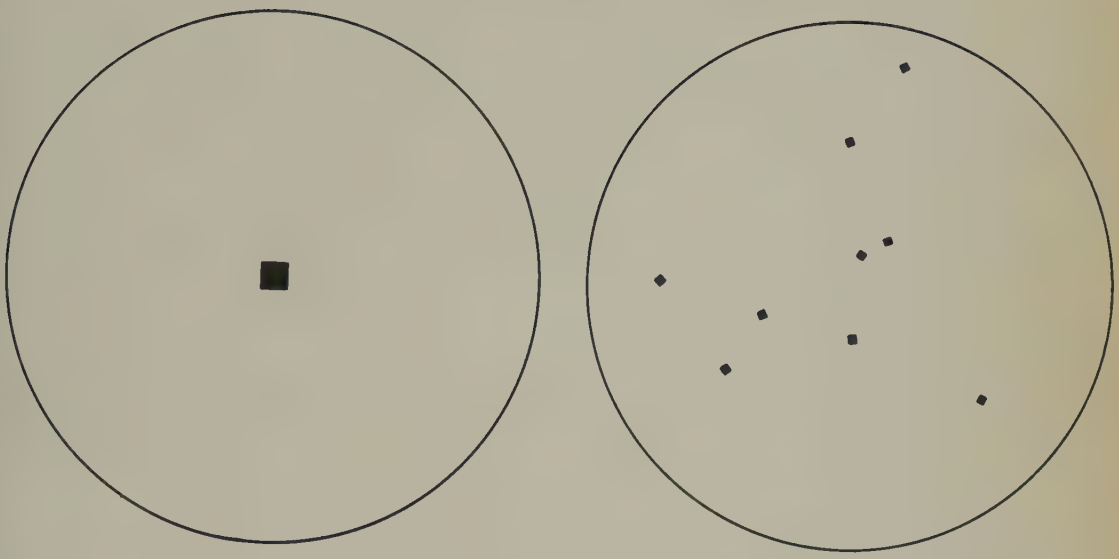
図を作る方法は暗色の合成樹脂フィルムの切片の重量を測定することによって，面積を求め，各円内に貼付したものである。くわしい方法は地質ニュース No. 140 (1966) をみていただきたい。その際温度・湿度に対する伸縮性がほとんどなく，かつ厚さの一定したフィルムを利用することにより，誤差をきわめて小さくすることができた。

もとより，初めての仕事なので，不備の点も多いことと思う。多方面の御意見・御要望をいただければ幸いである。

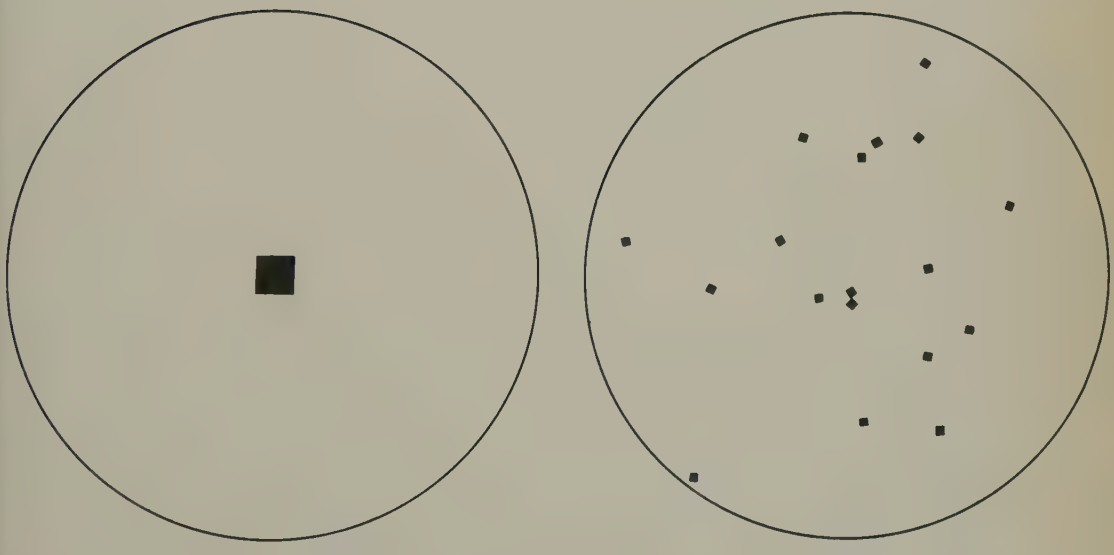
(1965 年 10 月)

* 資料課
** 地質部

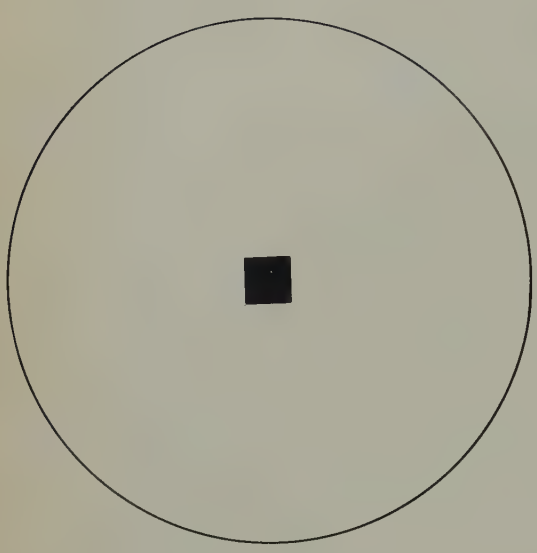
0.33 %

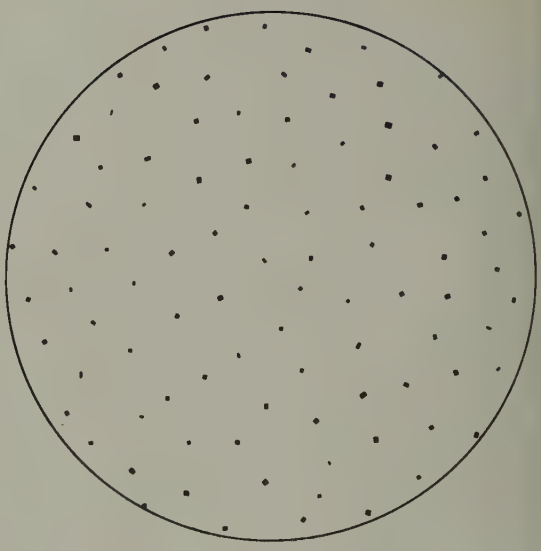


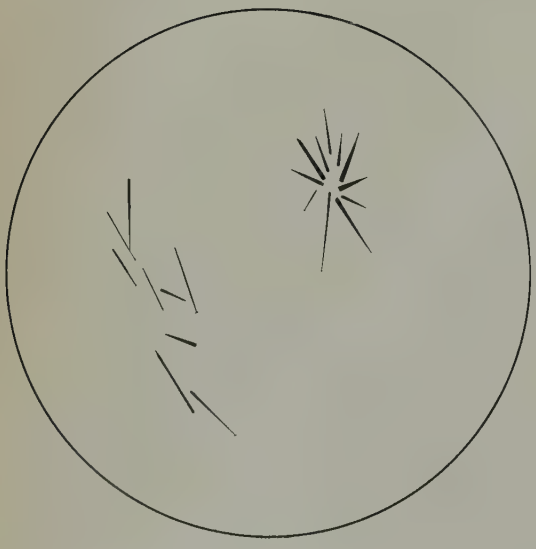
0.66 %

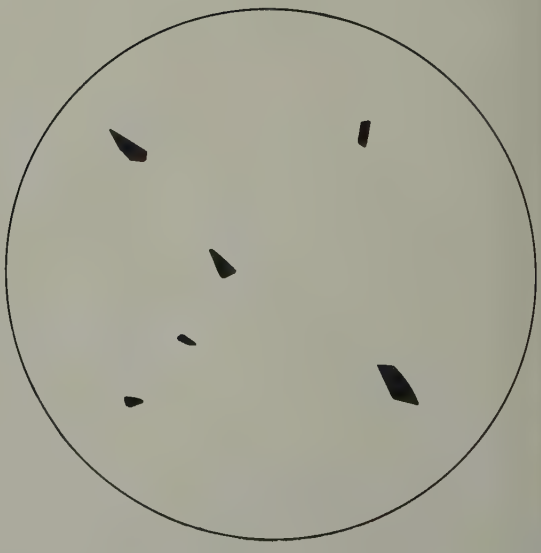


1 %

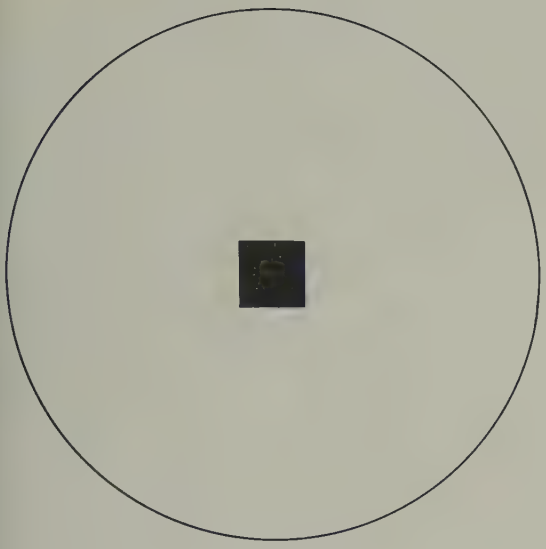


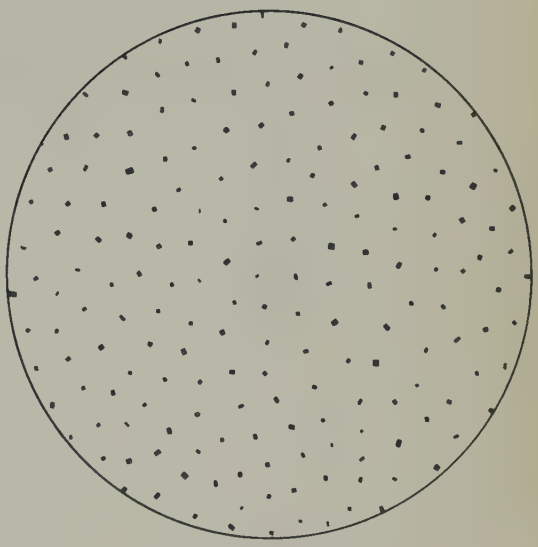


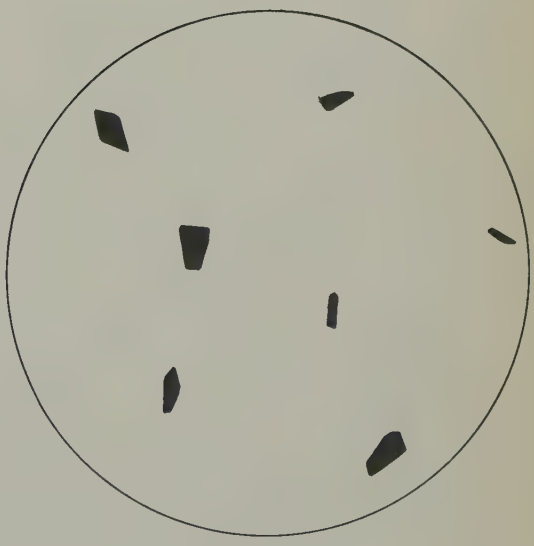




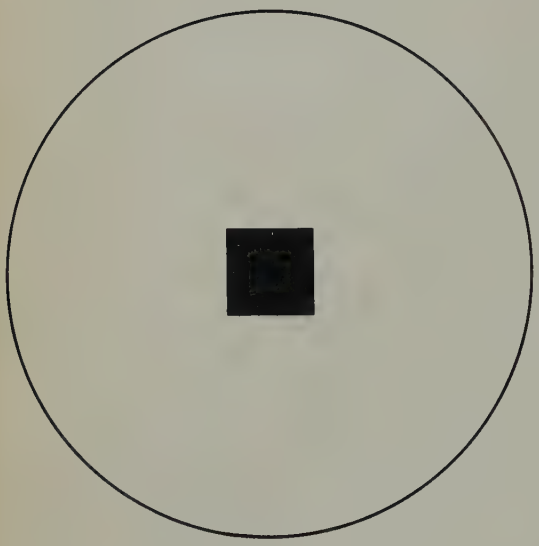
2 %

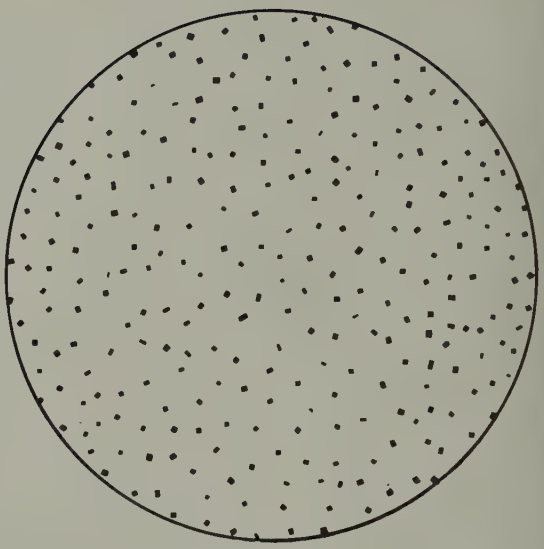




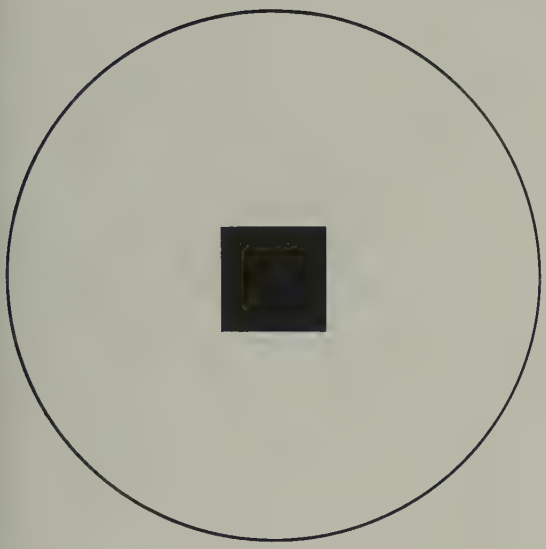


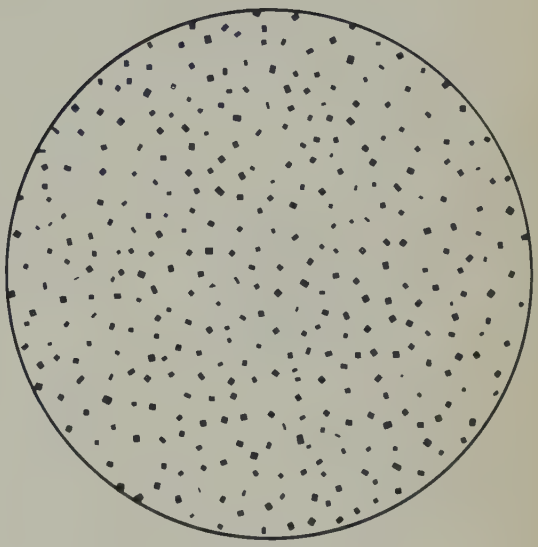
3 %

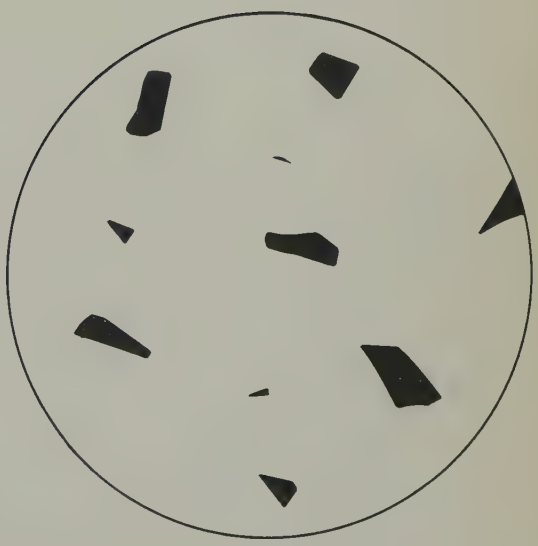




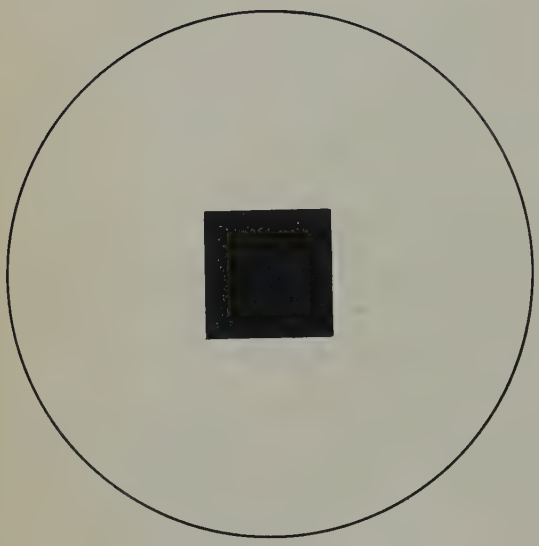
5 %

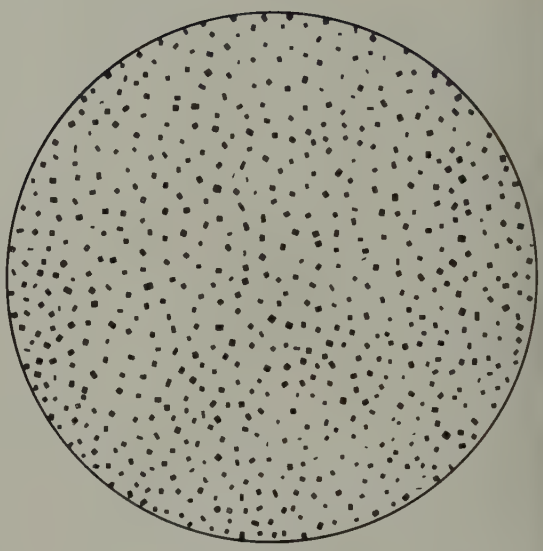


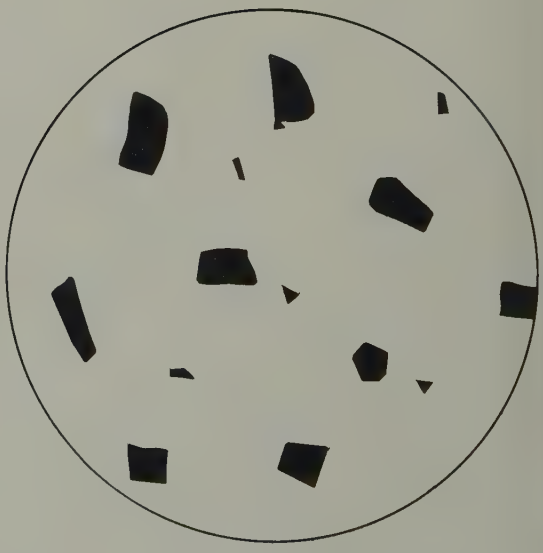




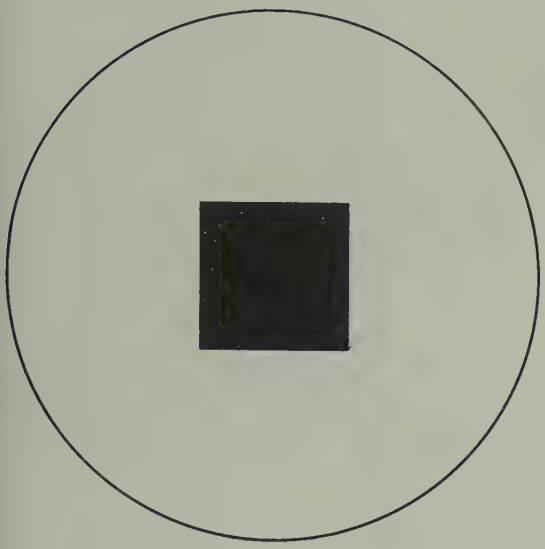
7.5 %

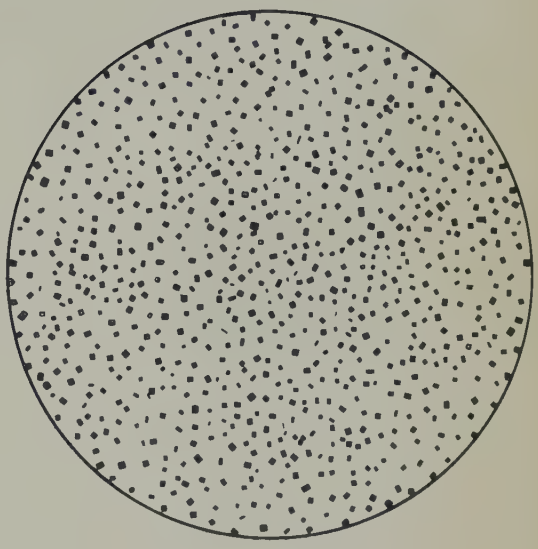


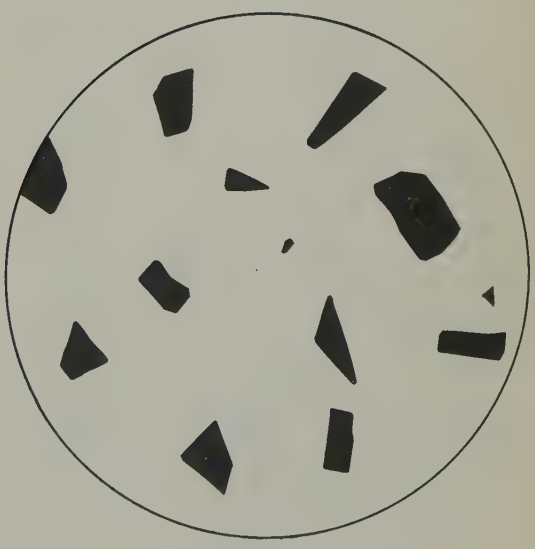




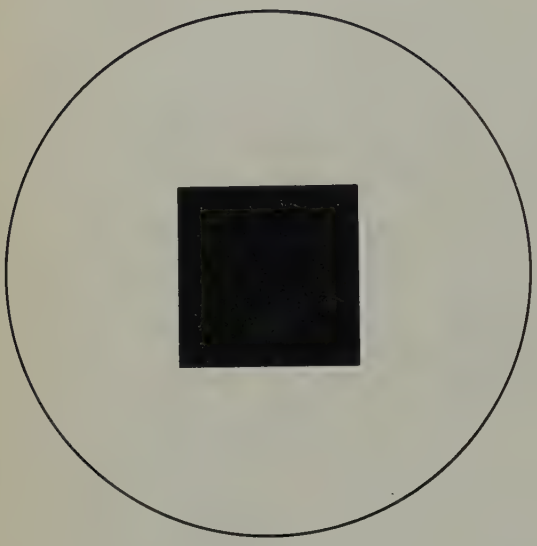
10 %

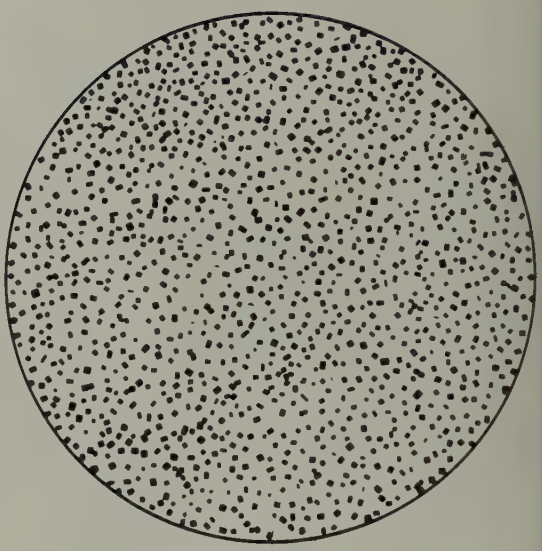


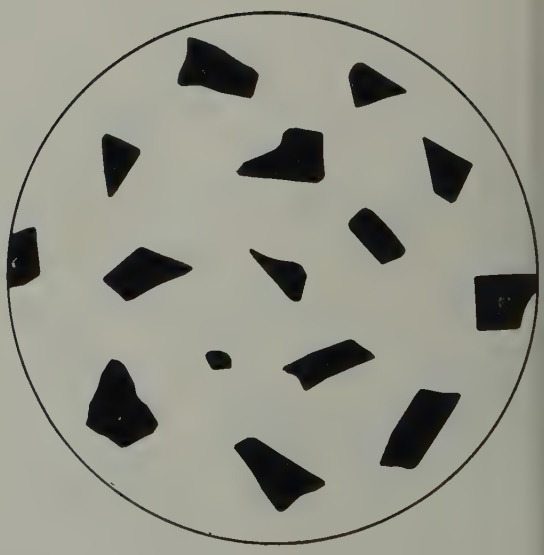




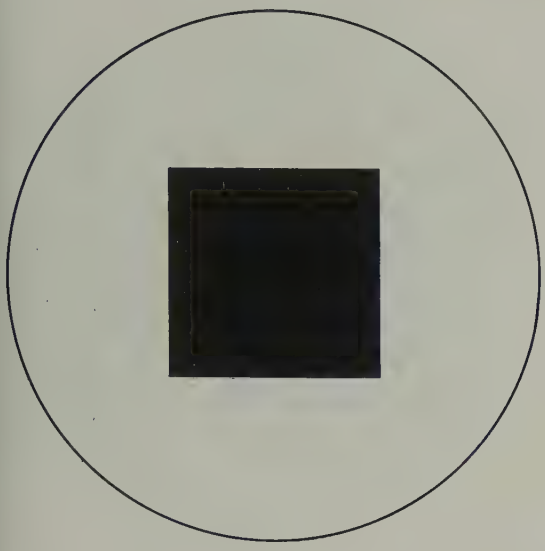
15 %

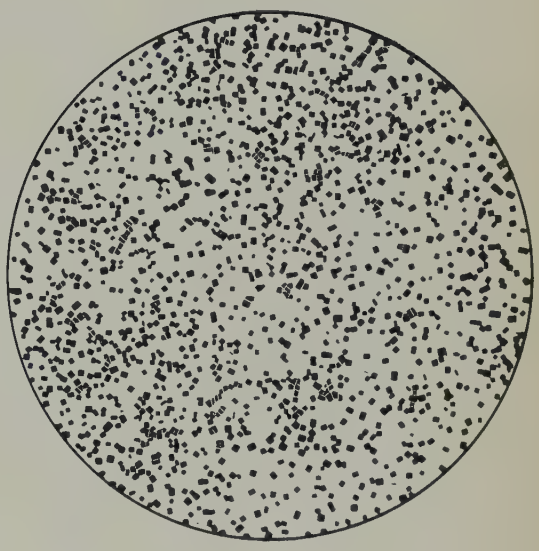


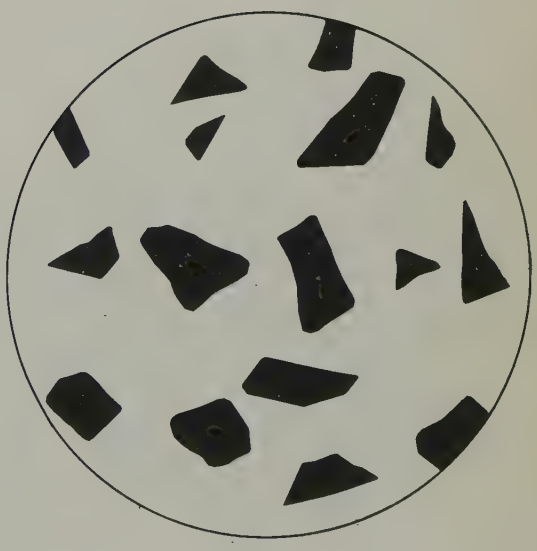




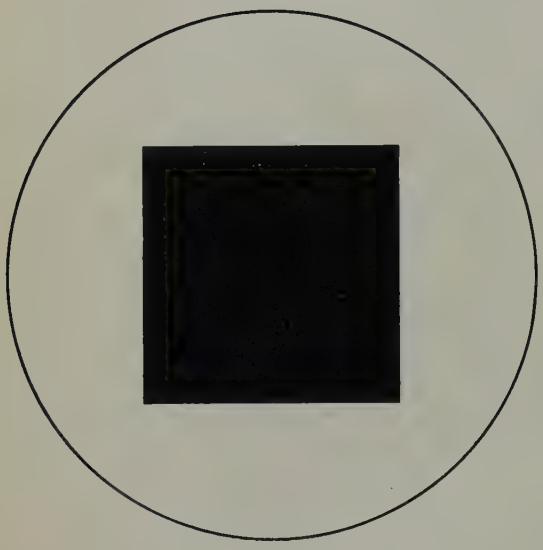
20 %

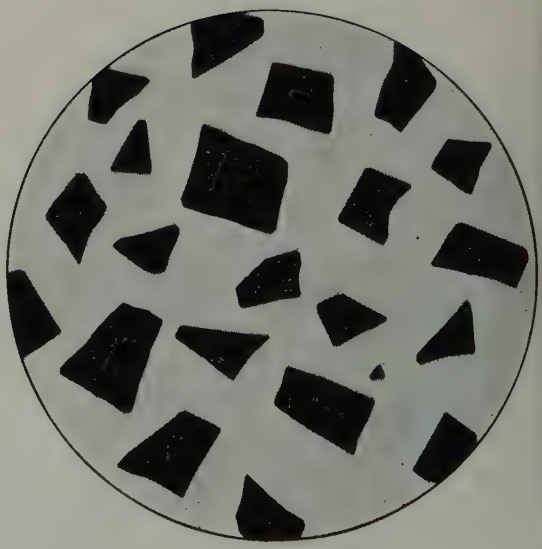




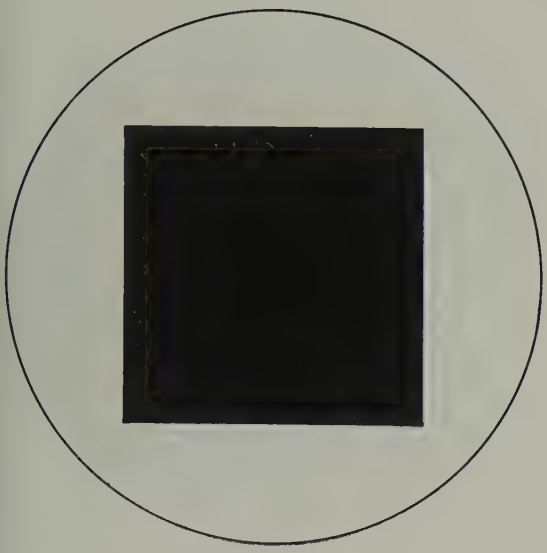


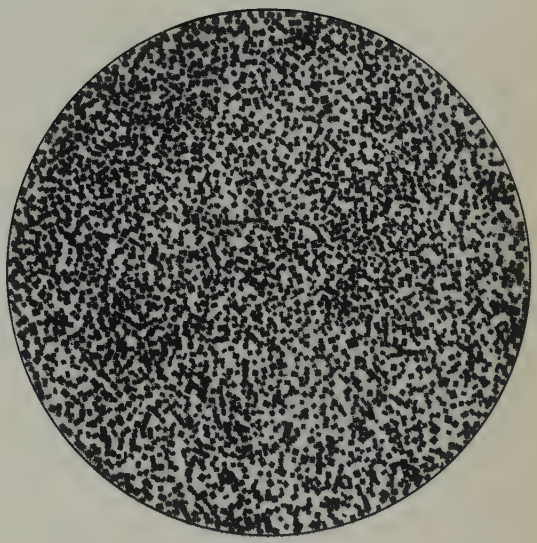
30 %

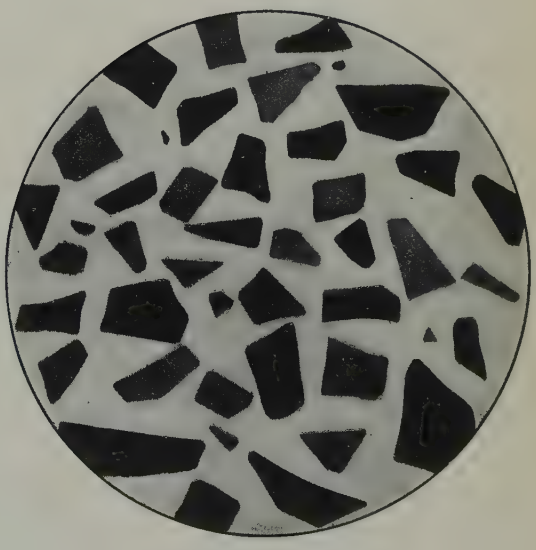




40 %

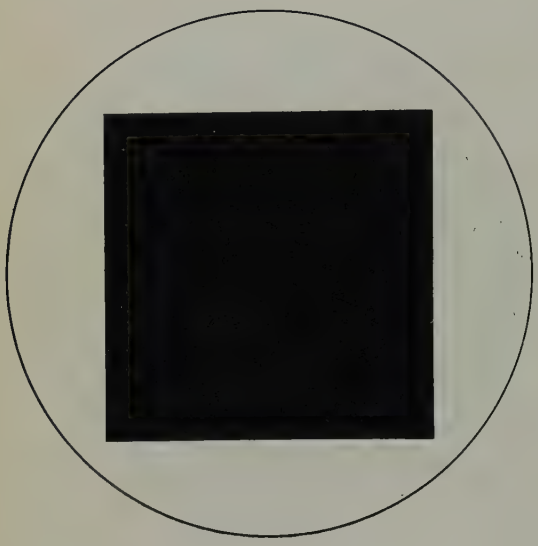


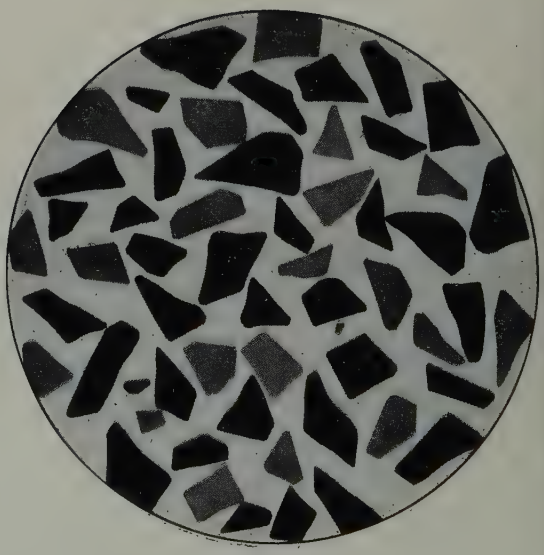




黒 (black) 25 %
灰 (gray) 15 %

50 %

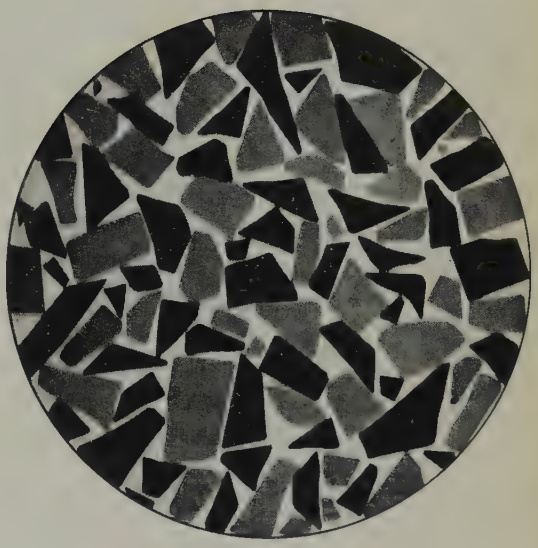




黒 (black) 33.3 %
灰 (gray) 16.7 %

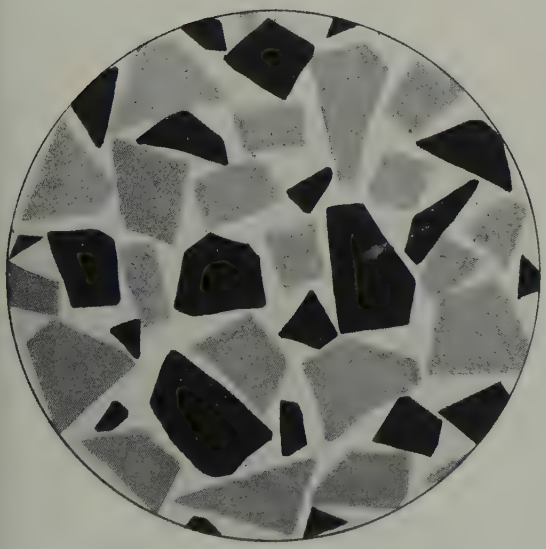
75 %

75 %



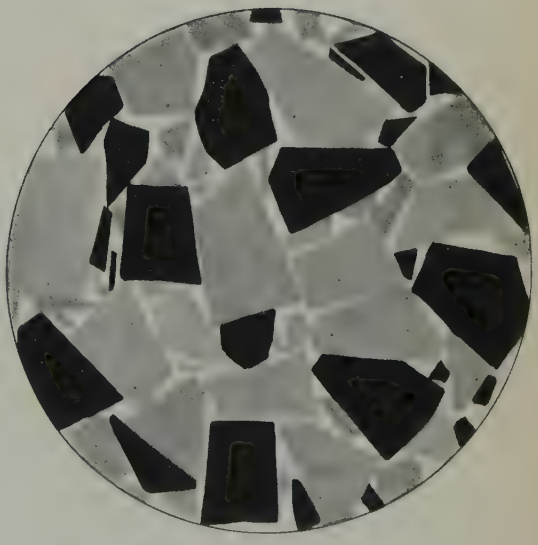
黑 (black) 37.5 %
灰 (gray) 37.5 %

65 %



黑 (black) 25 %
灰 (gray) 40 %

85 %



黑 (black) 35 %
灰 (gray) 50 %

# 資　　料

551.243.3 : 551.43

## 台地と地向斜について*注1)

V.A. Aprodov

黒田吉益訳

台地や地向斜の発達は，マントル物質の分化というような全地球的な原因によって支配される。台地と地向斜は，一つの地殻発展過程として，相互に関係しあって生成している。それは大陸の隆起，大洋の沈降というような一般的な発展過程の一部分として進行する。全地球的な規模において，台地と地向斜は相互に関係して発達する弁証法的に矛盾した一つのものである。

地向斜地域や台地地域の構造をみるとき，まず目につくのは，その中における火成岩や地質構造の分布が帯状なことである。その帯状構造は，地向斜に対する近接台地，または台地に対する近接地向斜などによって影響される。

このような関係について，最初に A.P. カルピンスキーの考えに注目してみよう。彼は，ロシヤ台地の上の変動帯の方向は，ウラル地向斜やコーカサス地向斜の方向に平行であることを指摘した。この考えは，M.M. テチャエフ (1941)，V.V. ベローソフ (1962)，N.S. シャトスキー (1946, 1947, 1948)，V.E. ハイン (1951, 1952, 1957) その他によってさらに発展させられた。

A.D. アルハンゲルスキー (1941) も，台地における地向斜の影響を明らかにした。それは同じような構造運動としてあらわれるが，地向斜に較べて台地の運動はおくれてあらわれる，というものである。V.E. ハイン (1951, 1952) は，このようなおくれは，しばしば全 phase にわたることがある。すなわち，地向斜における新しい隆起が，台地では前のサイクルにあたる沈降を伴うことがある，と指摘している。

台地と地向斜における地殻運動の間に深い関係があることは，N.S. シャトスキー (1947, 1948) によって指摘された。彼は，台地の内部にも，隣接する地向斜からおよんできた地殻の横断沈降が起こることを示した。また，台地の外側においても，台地からおよんできた隆起が隣接する地向斜を横断隆起させることも指摘した。

N.S. シャトスキーと V.V. ベロウソフは，次のように指摘した。古い台地の上でいろいろな向きをもった運動をする場所の分布は，深いところに原因をもつ過程できまってくる。それは地向斜地域でも同時におこるが，そこでは局部的な地塊運動としてあらわれる。

M.F. ミルチンク (1954) によっても，台地と地向斜の発展関係が一般化された。

かくして，台地と地向斜の関係については，かなりよく知られているといえる。しかし，それは，主として台地に対する地向斜の影響という点での構造解析である。地向斜に対する台地の影響の方は，個々の場合の可能性について論ぜられてはいるが，あまり深く研究されてはいない。たとえば，V.E. ハイン (1951) は，"台地の連続的な隆起は，隆起運動の中心であるが，同時に，隣接する地向斜は，しばしば，台地の大部分をも占めるような沈降の原因ともなる" と指摘した。その研究の中で，V.E. ハインは次のようにも述べている。"台地は，地殻のもっとも動きの少ないゾーンとして，隆起や沈降でばらばらにされることも少ないゾーンと

---

B. A. Апродов (1964): О платформах и геосинклиналбях, Жизнь Земли, Сборник Музея Землеведения МГУ, No. 2, p. 12–29

注1) "地球の一生" モスクワ国立大学地理学博物館報告，1964 年，No. 2.
1961 年，モスクワ国立大学地理学博物館のロモノーソフ輪読会での報告。

して，また，あらゆる時代を通じて，もっとも安定したゾーン，結局，もっとも浸透性の少ないゾーンとして地向斜から区別することが，その基本的な意義である"。

このような特徴を，もう少し詳しく定義する必要がある。その発達のある段階において，若干の台地は，現在それに隣接している地向斜よりも，より構造的に活発で，マグマに対して浸透的であった。このことは，縁辺型-活動型のタイプにみとめられる。

始生代から始まり，約 20 億年もの間，大陸の核をなし，また，大洋底をつくっている古い先カンブリヤ台地が，安定に存在してきたことは，地殻にとって特徴的なことである。現在の地球物理学のデータによれば，大陸の隆起部分は，古い先カンブリヤの核と，それをとりまくいろいろの時代の地向斜——造山帯からなる，複雑なシアル質の地塊である。

マントルにおける物質の分化やシアルの形成は，V.V. ベロウソフ (1955, 1960, 1962), P.N. クロポトキン (1948, 1950, 1956), E. Kraus (1951) が示しているように，地殻の変動のはげしいゾーン (それはしばしば地向斜帯にあたるが) に生じる。

A.V. ペィヴェ (1945, 1950, 1956) は，このような分化は地殻の深部裂かにそって生じること，また，地向斜もそのような深部裂かにそってあることを述べている。

そのような地殻の異常な線状のゾーンにそって，シアルの形成が広い範囲にわたって起こる。ここでは，V.V. ベロウソフ (1955) が示したように，シアルの分離もふくむ物質の分化が，いろいろの深さでおこっている。

A. Hales (1953) は 250～600 km の深さに "弱帯" が存在することを指摘した。そこでは分化にさいして，物質の容積が減少する。

より詳細な地震学的研究によれば，そのような弱帯としては，a) 約 10 km，b) 花崗岩層と玄武岩層の境，c) 約 80 km などのところもある。このようなゾーンを，地震学者達は "water wave" とよんでいる。この "water wave" は，最初に，大西洋地域で M. Ewing (1959) によって明らかにされた。

若干の大陸塊の先カンブリヤ台地の中心部が，安定な隆起帯であることからみて，それらの台地が，地質時代を通じて，安定な地域であったと考えてよい。

このほか，隣接する地向斜地域で形成されたシアル物質が，古い台地にたえず侵入してくる。このような侵入によって，安定な隆起台地の中央に広く発達する台地の基盤が，交代的な花崗岩化作用をうける。

大陸地塊の中央部における長い安定した隆起の状態は，この地域が地向斜地域とともに，地殻の下での活動が，はげしい地域とみることができる。明らかに，台地の問題は，地向斜とちがった，地殻の不活動部分の問題としてみることはできない。それどころか，地向斜の発達は，それと対応した台地との相互に関係しあって発達した過程として，また，台地の隆起によって著しく支配される構造的現象としてみることができる。台地とそれをとりまく地向斜との相互作用のサイクルは，台地の下に，シアル質のサブストレータムが流入する結果生じた中央台地の隆起によってはじまる。このことは，台地の下から塩基性物質を押しのけて，若い地向斜沈降地域の方へ追いやるようになる。すなわち，この過程によって，早期の塩基性岩の迸入がおこる。それは台地の上では，とくに，その縁辺部におこるし，地向斜——早期の初生的な沈降盆地——にもおこる (地向斜における酸性の迸入岩は，はるかにおくれて活動する)。台地の結晶質基盤岩石は，台地の下へシアル物質が流入する結果，すなわち，岩しょう起源の溶液が浸透する結果，交代的に花崗岩化作用をうける。

地向斜の沈降は，その最初の時期には，ずっとあとの典型的な海溝状の地向斜とちがって，広い沈降盆地の subplatform の状態である。それは，むしろ台地縁辺沈降帯を思わせる。たとえば，ウラル地向斜の原生代沈降帯のようなものである。この初生的沈降帯が本来の地向斜になると，運動は細分化され，塩基性岩しょうは，逆に台地の中へ押しやられる。同時に地向斜中では，深い塩基性サブストレータムが，酸性マグマで酸性に改造されはじめる。

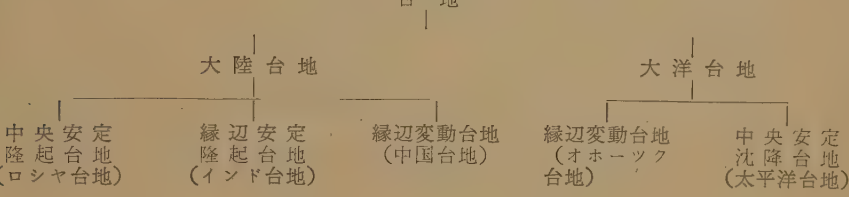
このように，塩基性マグマのフロントが台地の方へ移動する過程は，台地の上に前縁沈降帯（foredeep）が形成されることによって終了する。

地向斜褶曲地帯の広がりを解析すると，その方向が，近接する台地の形に支配されていることがわかる。地向斜帯が，台地からはなれればはなれるほど，その中の大きな褶曲構造の分布や広がりは，台地に支配されないようになる。

地向斜の歴史をより詳細に解析すると，台地に近いところでは，その構造がもっとも明らかな特徴を示している（沈降帯の線状の形，堆積物の厚さ，火成作用の累帯性など）。かくて，台地は複雑な多項的な発達過程の中における主導的なものの1つである。台地とそれをとりまく地向斜という1つの組合わせの中で，指導的なものである。

H. Stille（1957）と P.N. クロポトキン（1948, 1956）は，台地を大陸のものと大洋のものに分けた（模式図 1）。それは，シアル質の大陸の隆起部分と，シマ質の大洋沈降部分とである。

模式図 1




大洋台地について述べるとき，その地域の地殻の構造は，あまりよくわかっていないことを強調しておかねばならない。M.Ewing（1959），C. Officer（1952），R. Raitt（1956）その他多くの人々の地球物理学的研究によれば，大洋台地の地殻はあまり厚くない（4～10 km のオーダー）ということがたしかめられている。花崗岩層は，ほとんど0である。大洋台地では，1000 km の深さにも達する，地球的規模の深部裂かがある（Menard, Dietz 1952）。

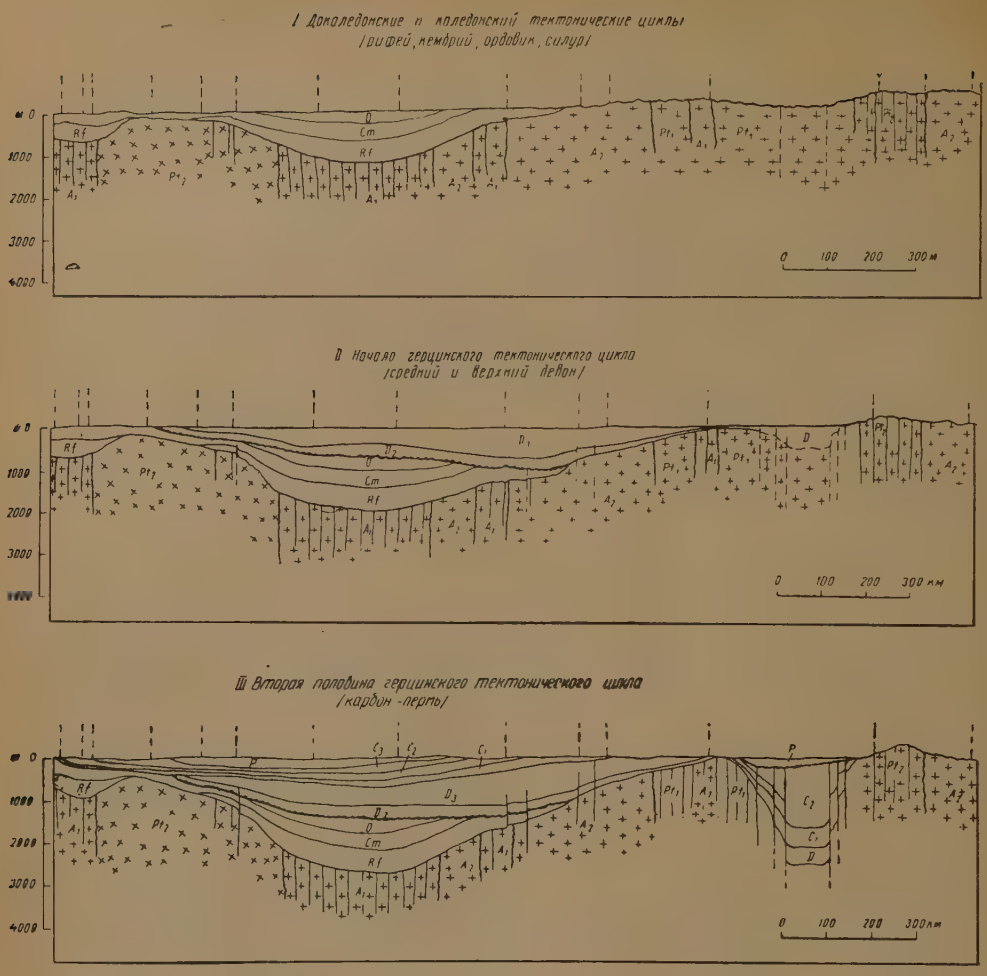
大陸台地では，地殻の厚さは数 10 km に達し，花崗岩層の厚さも，その 2/3 にもおよんでいる。

ソビエト地域の深発地震の研究や，地殻の厚さについての世界中のデータをまとめたもの（デメニツカヤ，1958）から，台地の年代と地殻の厚さの間には逆数関係があることがわかる。大陸においては，台地が古ければ古いほど，地殻の厚さがうすい。

カスピ海，黒海地域で行なわれた地震学的研究によれば，それらの海底はユーラシヤの大陸隆起部分にあたり，その地域の花崗岩層の厚さはほとんど尖滅するまでにうすくなっている（ネプロチュノフ，1958；1959）。

黒海やカスピ海の北部では，地殻は大陸型から大洋型への中間的な性質を示している。これは中生・新生代からの海盆の沈降と関係しており，比較的若い堆積岩層の厚さが 15～20 km にも達している。すなわち，若い沈降が典型的な大陸型地殻を，大洋型地殻へ変えている。かくして，大陸型の台地と比較すると，全地質時代を通じて，安定な沈降をしている大洋台地の地殻の方が変化しにくいと推定される。

ふたたび大陸型台地へ話をもどすと，大陸型の構造の中で，その位置によって，さらに細分できる。中央安定隆起台地と縁辺変動台地に分けることができる。前者の例としては，北半球におけるロシヤ，シベリヤ，北アメリカの Laurentian 台地がある。それらは，より若い時代の地向斜褶曲帯によってもとりまかれている。これらの台地地域には，大陸縁辺に巨大な陸棚がある。




第 1 図　　ロ シ ヤ 台 地 の

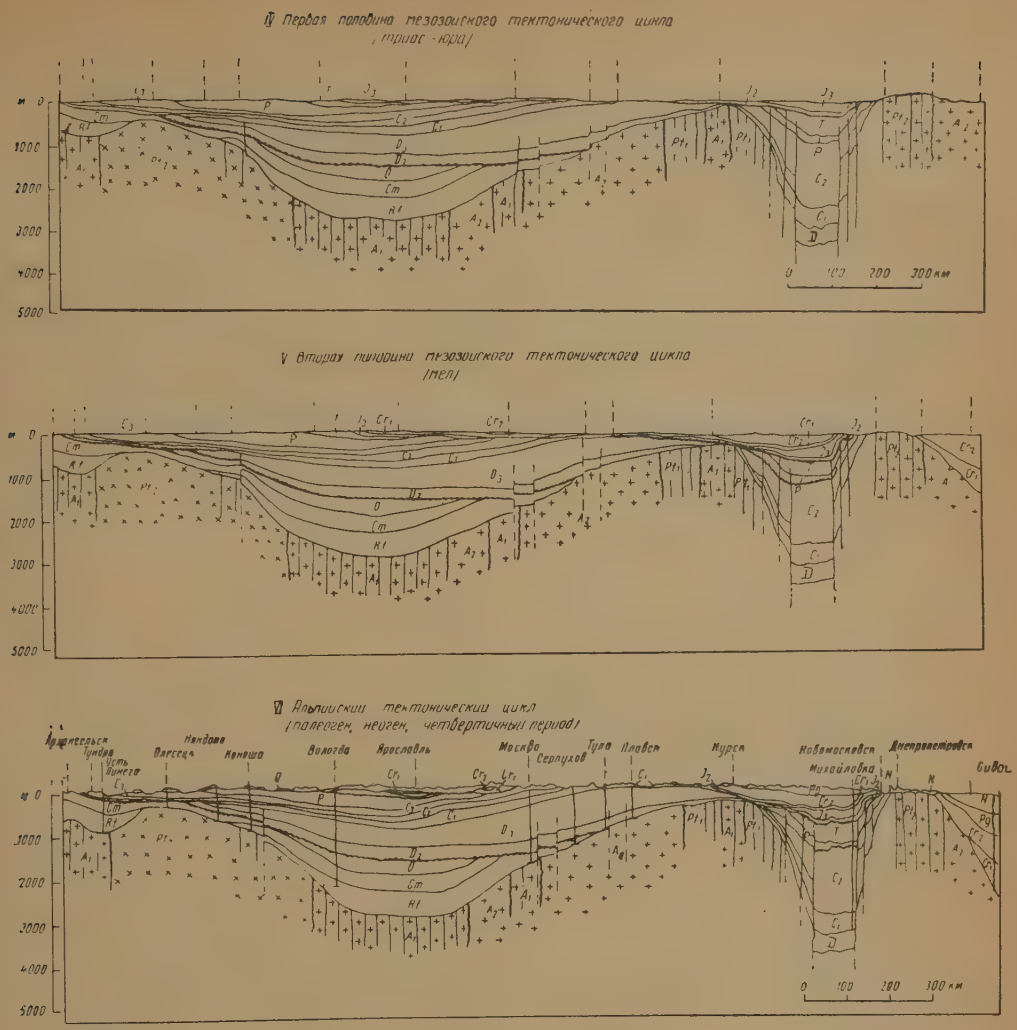
I. リーフェイ，カンブリヤ，オルドヴィス，シルリヤ。結晶質基盤台地の広域的な分断と沈降。Syneclise (陸向斜) や地溝の形成。縁辺の沈降帯中の裂かにそった火山作用と，その中における下部古生界の海成層の集積。カレドニヤ期の末に，台地の一般的隆起と，北西部における海退。

II. 中・後期デボン。台地中央部の一般的沈降。後期アィフェリアンおよびギヴェチアンの海進。(中期デボン) Syneclise, 地溝の形での不均一な沈降。結晶質基盤の沈降部分にある裂かにそった変動と火山作用の復活。南北方向の大きな down warping 帯の配置の変化が始まる。

III. 石炭—二畳紀。個々に分断された垂直方向の急速な変動，海進・海退のひんぱんな交代。anteclise (陸脊斜) のはげしい上昇のはじまり。海盆で占められた台地の広い down warping の方向が，ウラル地向斜に平行なものが多い。二畳紀には，台地の一般的な隆起とはげしい海退。

中央安定隆起台地の典型的な例として，ロシヤの先カンブリヤ台地がある (第1図)。この構造の発達過程を解析すると，台地の基盤が変動の分化によって，次第に複雑化することがわかる。しかしそのような変化の結果，大陸型地殻が質的に変わるということはない。質的な新しい飛躍は，変動する縁辺台地において，よりおそい時期に生じる。また，地向斜地域においては，より早い時期におこる。

南半球の南アメリカ，アフリカ，インドの安定隆起ゴンドワナ台地は，大陸の構造の中で，若干ちがった位置を占めている。それらは，とりまいた一連の若い造山帯をもっていずに，一方にのみもっている。若い大洋底でとりまかれた台地の端には，大陸棚が欠除している。H.




地質発達図

IV. 三畳—ユラ紀。三畳紀には，ヘルシニヤ期から続いた台地の上昇。syneclise における陸成層，ラグーン層の堆積を伴う分化した沈降。台地の大きな down warping のゾーンが，ほぼ南北方向に近いコーカサス地向斜に平行な方向へかわり始める。

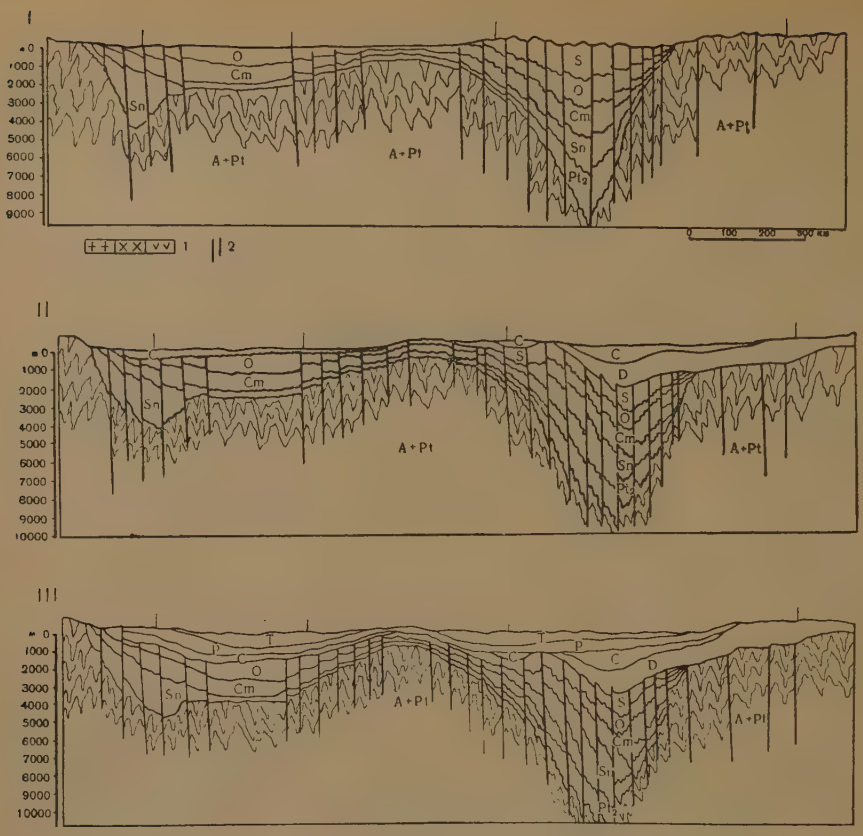
V. 白堊紀。台地における一般的，個別的な沈降。とくに南の地溝におけるはげしい沈下。南における海進。とくにツロニアンに最大。白堊紀の末に，北部においては隆起，中央においては北から南への海進。

VI. 古第三紀，新第三紀，第四紀。ヨーロッパ部分の南部における海進とはげしい地塊沈降運動。北部からだんだん南へおよぶ隆起運動。つづいた隆起運動と海退。

Stille (1957) や U. M. シャインマン (1955, 1959) が述べているように，ゴンドワナの古い台地には，インド洋や大西洋の大洋盆地が重なってきている。

縁辺変動台地は，古い先カンブリヤ台地が若い地塊運動によって，再構成されたものである。それは大陸塊の縁辺に分布する。それには中国，コリマーチュコトスキー，パタゴニヤなどがあり，太平洋をとりまいている。また，西ヨーロッパ，東部アメリカは大西洋に面している。

もっとも典型的な縁辺変動台地は，中国台地である（第2図）。その地質は，多くの研究者によってしらべられている（ベロウソフ 1955, ペイヴェ 1956, シニツィン 1955, Huan Botsu-in 1952, Huang 1960）。それは先カンブリヤ時代や古生代には，一般的にいって，ロシヤ台地と似ていた。しかし，すでに，その中には，後に内台地地向斜として発達する沈降帯が生じていた。中国台地の構造の質的変化は，中生代の白堊紀におこった。その時代には，内台地地




第 2 図　　中國台地（太平洋に接する地域における

N- 新第三系，Pg-古第三系，Cr-白堊系，J-ユラ系，T-三畳系，P-二畳系，C-石炭系，D-デボン系，S-シルリヤ系，O-オルドヴィス系，Cm-カンブリヤ系，Sn-シニアン，$Pt_2$-原生界（上部），A+Pt-始生界と原生界。

I. シニアン—カレドニヤサイクル。

シニアン—内台地向斜，anteclise や syneclise の形成。地向斜や syneclise はシニアン，カンブリヤ，オルドヴィス，南部では，シルリヤまでの地層で充たされる。シルリヤ——般的隆起とくりかえす分裂。南部における褶曲作用—Цзянн-анской 地向斜。

II. ヘルシニヤサイクルの早期。

デボン紀—中國橋状地の南縁の地塊の隆起と，それに伴う syneclise の沈降。石炭紀—北部の沈降帯の形成。前期古生代の沈降帯の反後されたもの。その後は台地の破砕。

III. ヘルシニヤサイクルの末期。

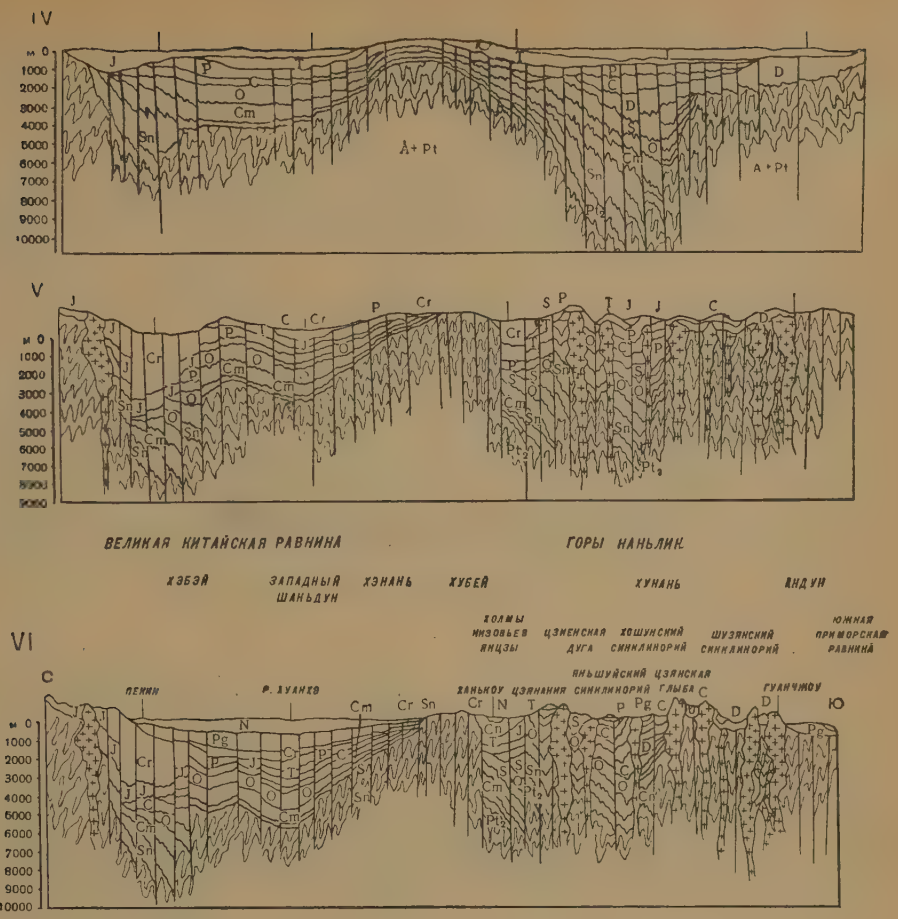
ヘルシニヤサイクルの終りは，中期三畳紀までおくれる。二畳紀—syneclise の沈降と拡大，anteclise 地域もそれにとりこむ。三畳紀—中國台地南端における anteclise の上昇，それと補償的な syneclise の沈降。引きつづいた台地の破砕。

向斜の中へ，花崗岩質マグマが侵入して生じた，台地基盤の花崗岩化作用が，被覆岩層にまでおよんだのである。

縁辺隆起台地，とくに太平洋に接するところでは，はげしい構造の変化は，白堊紀に始まっている。この再編成は，台地にとっては，異常な花崗岩底盤や酸性の火山活動を伴った。

大洋型台地も，また，その地球的規模の構造に対する位置から，細分することができる。その中心は，中央安定沈降台地である。その例としては，中央太平洋，中部北極洋，また多分北部大西洋，南部大西洋もそうであろう。このように深く沈降した部分では，地殻がたいへんうすい。そして，地震もあまりないということは，興味深いことである。

縁辺沈降大洋台地は，その地球的規模の沈降盆地の縁辺にある。そこは，主として玄武岩層の厚い地殻で特徴づけられる。太平洋の縁辺部がそれに相当するが，その東側で，大きな階段




緣辺変動台地の発達図）

IV. 中生代サイクルの早期（ユラ紀）。
湖の，はなればなれに移りかわる堆積盆地における陸成堆積物。古生代の syneclise の形を再現したはげしい syneclise の拡大。中国台地南端の anteclise の鋭い隆起。台地の破砕。

V. 中生代サイクルの晩期（白堊紀）。
はなればなれの構造盆地における陸成堆積物。台地の非常にはげしい破砕と，個々のブロックの分化した動き。南中国マッシフと中国楯状地の個々のブロックの隆起と沈降。南部における山脈の形成。非常にはげしい進入と火山活動。台地においては異常な花崗岩底盤と流紋岩噴出岩の形成。

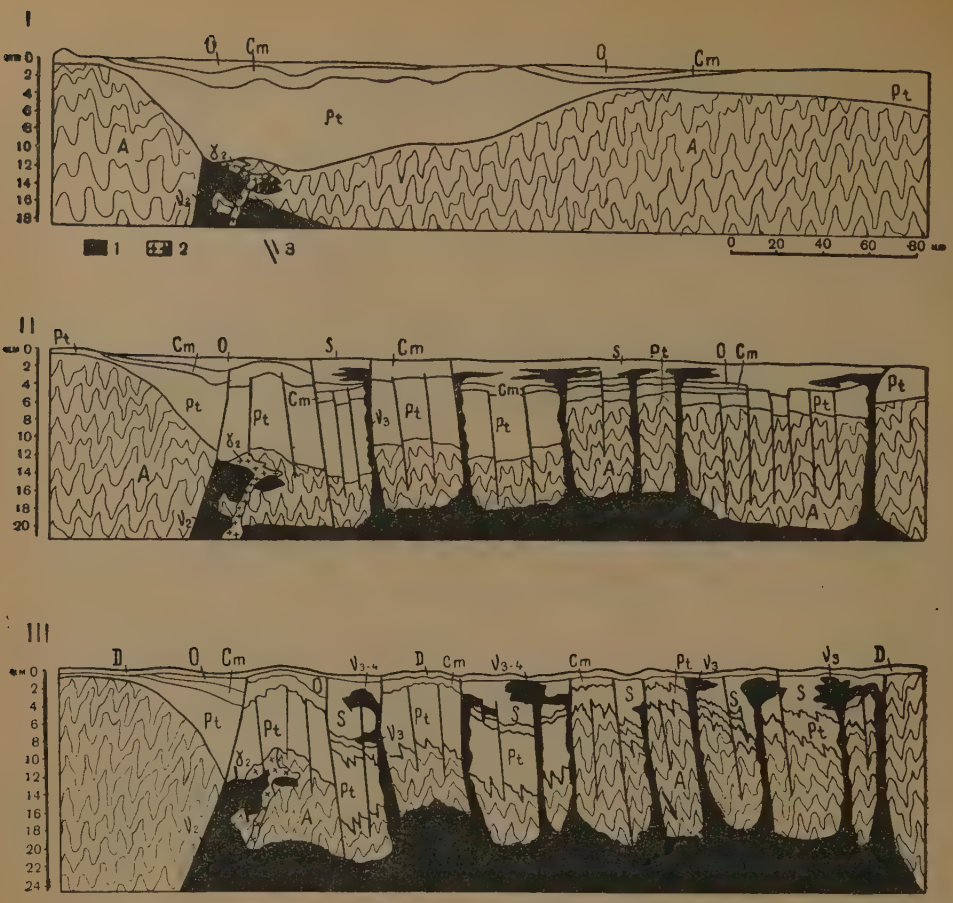
VI. アルプスの第三紀サイクル。
移りかわる湖における陸成堆積物。太平洋の岸の東から西へ分布する台地の東部における一般的沈降の始まり。南西部における山脈の形成。火山作用の消滅。

状に，アメリカ大陸へ向かって持上っている。また，インド洋や南北それぞれの大西洋の台地にもそれがある。

大洋海盆の縁辺では，縁辺変動准平原と台地の中間型のものがある。それには，オホーツク海，日本海，黄海その他東アジヤの海が，相当するであろう。その地域は，不安定な構造要素をもっており，はげしい地震があり，花崗岩層の厚い，全体としても比較的厚い地殻をもっている。

地向斜の細分へ話をうつすと，それは，大陸や大洋に対する位置によって，分けることができる（模式図 2)。台地と同じように，地向斜も大陸と大洋に大きく 2 分される。そのおのおのは，さらに外台地地向斜と内台地地向斜に分けることができる。

台地自身（中央安定隆起台地，または縁辺変動台地とか）のちがいによって，内台地地向斜




第 3 図　　ウラル地向斜地域 (先カンブリヤ紀台地の境にある古い

N-新第三系，Pg-古第三系，Cr-白堊系，J-ユラ系，T-三畳系，P-二畳系，C-石炭系，D-デボン系，S-シルリヤ系，O-オルドヴィス系，Cm-カンブリヤ系，Pt-原生界，A-始生界。1-いろいろの造山サイクルにおける塩基性マグマと塩基性迸入岩，$\nu_{3-4}$ カレドニヤ末，ヘルシニヤ始めの塩基性分化岩，$\nu_3$-カレドニヤ期の塩基性迸入岩，$\nu_2$-原生代の塩基性迸入岩，2-いろいろの造山サイクルにおける酸性迸入岩，$\gamma_5$-キンメルサイクルの迸入岩，$\gamma_{4-3}$ ヘルシニヤ期の花崗岩底盤，$\gamma_2$-原生代の酸性迸入岩，3-構造線

I. 先地向斜期（原生代-オルドヴィス紀)。

深部裂かの形成——ウラル地向斜からロシヤ台地の分離をおこす縁辺接合線。そのまわりの早期原生代深成作用および火山作用。先地向斜海溝の形成，その中における原生界，リーフェイ，カンブリヤおよびオルドヴィス系の厚い堆積。

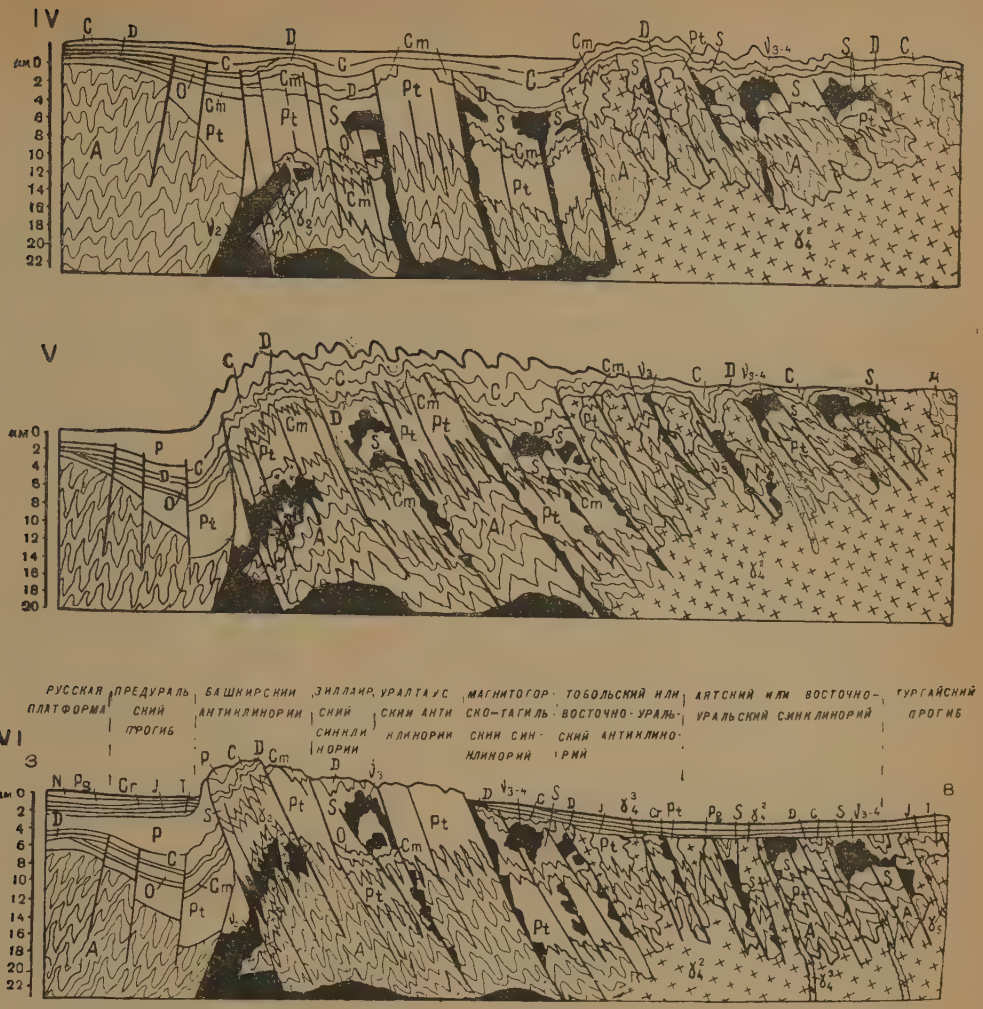
II. 初期の段階（カレドニヤ構造サイクルの初めと前半)。前期シルリヤ-中期シルリヤ。

初めの地背斜隆起と地向斜沈降海溝溝形成。その中には火山源堆積物，スピライト-ケラトファイヤー，玢岩，炭酸塩層の堆積。超塩基性-塩基性岩の形成。部分的な逆転，地向斜沈降帯に内地背斜が生じる。

III. 早期の段階（カレドニヤ構造サイクルの後半と最後)。後期シルリヤ-前期デボン地向斜沈降帯の深化と複雑化，内地向斜から縁辺部にかけての地背斜隆起と部分的褶曲。火山活動の発達。はげしく分化した迸入岩の生成。全地向斜地域における塩基性マグマの分化。

—G. M. Kay (1955) の分類によれば tafrogeosyncline— も細分される。 中央安定隆起台地の内台地地向斜としては，ドンバスがある。北部アメリカ台地では，そのような地向斜としては，Wichita 山脈の褶曲系がある。このような地向斜では，浅海の厚い (10～12 km) 堆積物がたまる。火山作用や迸入岩の活動は弱い。この地向斜は，台地地溝帯に移りかわり，褶曲作用は急激におとろえる。

縁辺変動台地の内台地地向斜は，ちがった特徴をもっている。そのような例は中国台地地域にみることができる (ツェンナン地向斜)。そのような地向斜では，数 km の厚さの堆積物をもった深い沈降があり，その初期の段階に，火成作用がおこっている。そして，比較的早く褶




台地に接する地向斜地域の発達模式図）

IV. 中期（ヘルシニヤ構造サイクルの初めと前半）中期石炭紀-二畳紀始め

地向斜沈降帯の閉止と，その東部における褶曲山脈への転化。マグニトゴルスク前縁沈降帯。ザライルスク，プレドウラル石炭紀海溝の形成。花崗岩底盤の形成。全地向斜地域における塩基性マグマの分化。もっともはげしい火成活動の東への移動。

V. 晩期（ヘルシニヤ構造サイクルの後半と終り）前期二畳紀-後期二畳紀

中央部，西麓における褶曲。マグニットゴルスク沈降帯およびザライスク海溝の褶曲山脈への転化。プレドウラル海溝の前縁沈降帯への転化。東部にある後底盤迸入岩。ウラル東麓の褶曲系の準平原化の始まり。

VI. 最末期および後地向斜期（キンメルおよびアルプス構造サイクル　三畳紀-新第三紀。

地塊運動。東麓における地塁や地溝の形成，それに三畳-ユラ紀の陸成層の堆積。中生代地溝への散点的迸入。白亜紀末-古第三紀の東麓の沈降と海進。

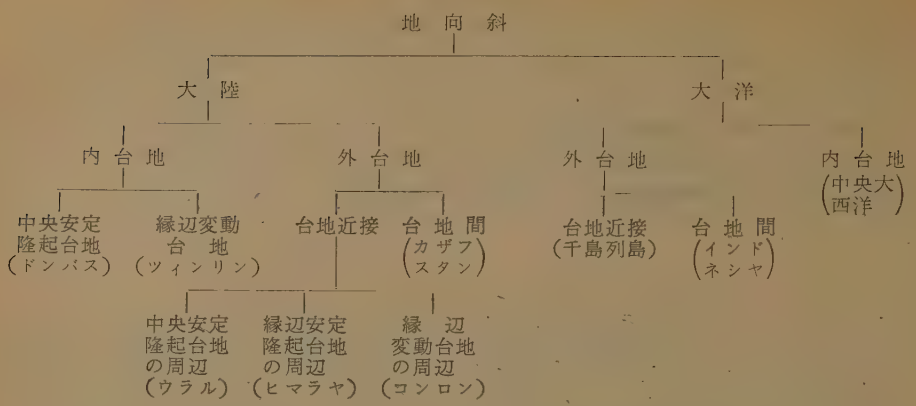
曲し，地向斜が終っている。それは台地に加わり，縁辺変動台地の古いマッシフとともに発達する。その古い縁辺変動台地は，酸性の迸入岩や噴出岩の形成を伴う，若い地塊運動によって再構成される。

そのような“中国タイプ”の内台地地向斜は，褶曲によって再構成された隣接する地塊の形によって変わりやすく，支配されやすいという特徴がある。

内台地地向斜は，比較的めずらしい現象である。その分布は，中生代褶曲で特徴づけられる太平洋に接する地域にある。

地向斜のおもなグループは，台地の外のものである。それは，台地近接地向斜と台地間地向

模 式 図 2




斜とに分けることができる。最初のものは，台地のはしから直接発達しているので，その名前があり，地殻の構造発達過程のなかで，台地の影響が，直接あるものである。

台地近接地向斜は，その構造帯の分布の規則性やあらわれ方，また，おもな褶曲構造が直線的であること，その中における火成岩の分布の規則性などから区別できる。火成活動のスケールの大きいこと，多様性の著しいことも特徴的である。台地近接地向斜は，若干の造山サイクルを通して“一貫した”発達をすることも特徴である。そのもっとも典型的な例として，ウラルがあるが，それは原生代，カレドニヤ，ヘルシニヤを通して発達している（第3図)。

ウラルの地向斜の発達を解析すると，ちがった地塊運動が早くから重なりあって，早い時期に subplatform 的な地殻が，典型的な地向斜に質的な変化をとげていることがわかる。

さらに，この過程が，早いテンポで進み，質的変化をおこすと，構造の再編成は，ひんぱんにおこってくる。

台地近接地向斜には，次のようなものがある。北アメリカのアパラチヤ，南アメリカのアンデス，南アジヤのヒマラヤ。

台地間地向斜は，台地近接地向斜と較べて，ちがった発達をする。隣接する台地の形に影響された伸長方向などはない。比較的小さい内地向斜マッシフ（中央マッシフとなづけられる）の方からの影響を強くうける。その内地向斜マッシフは，地向斜がそこに生まれる前にあった古い地殻の残りである。それは，地向斜の初期の部分的な褶曲や花崗岩化作用によって，新しく硬い地塊になっていることが多い。

台地間地向斜は，一定の延長方向や褶曲構造の方向がないこと，いろいろの時代の構造が複雑であること，早期のものに対して，晩期のものがはげしく不整合で覆うことなどで特徴づけられる。

そのような地向斜の例として，カザフスタン，西部サヤン，地中海，インドネシヤなどをあげることができる。

大洋型の地向斜へ話が移ると，それらがあまり研究されていないことを強調せざるをえない。大洋地向斜も，大陸と較べて，内台地および外台地地向斜に分けることができるであろう（模式図 2)。

最初のものは，大洋底の山脈であり，第2のものは，大洋の列島弧である。大洋の列島弧には，地向斜的特徴がもっともよくあらわれている。それは，特別なタイプの台地近接地向斜とみなすことができる。列島弧の地質は，多くの文献に詳細にしるされているので，ここに記載することはさしひかえる（ベロウソフ・ルーディッチ 1960, Kuenen 1952, ムラトフ 1957, Umgrove 1952, Hess 1952, Bemmelen 1947 など)。

ただ，地殻の急速な増大と，はげしい厚さの変化，花崗岩層の出現と列島弧をふくむ域内で

の急速な増大，火山の分布の規則性，深部裂かと関係した深発地震などを強調しておきたい。

内台地大洋地向斜——広域の中央裂かを伴う大洋山脈は，地向斜としての様相をあまり示さないのが特徴であるが，完全に台地の中にある。しかし，ここでは，玄武岩層の発達，地震と火山のはげしい活動による地殻の厚さの著しい増大がある。

これらの山脈の，隣接する大陸の岸の形に対する配置は，たいへん特徴的である。それは，大陸の岸の形に対して，同心円状や放射状に分布している。これは，とくにアフリカ大陸に対しては，きわめてはっきりとみとめられる。アフリカ大陸の岸は，それから 2000 km はなれている海底山脈に平行である。アフリカ大陸をとりまく，このような大洋中の高まりは，大西洋やインド洋の安定沈降台地を分ける放射状の山脈で結合されている。

この，縦の（大陸の岸に平行な）海底山脈は，地震がきわめてはげしいが，それをむすぶ横の（放射状の）山脈は，それほどはげしくはない。このことは，たいへん興味深いことである。

かんたんに，台地と地向斜の火成活動の特徴を比較しておこう。台地と地向斜の火成作用は次のような点でちがっている。

台地楯状地の火山作用は，全体として塩基性のものが特徴的で，中性のものはずっと少ない。これは，塩基性のあまり分化しない深部マグマの噴出したものである。地向斜の火山作用は，全体として中性のものが特徴的である。これは，塩基性および酸性の，はげしく分化した浅いところのマグマの噴出したものである。

第 1 表　大陸台地と地向斜の比較

| | 台地 | | 地向斜 | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | 中央安定隆起台地 | 縁辺変動台地 | 内台地 | 外台地 | |
| | | | | 台地近接 | 台地間 |
| 構造様式 | 広いはんいの著しい上昇と弱い沈降。切線的な伸長。 | 広いはんいの著しい上昇と沈降。切線的な部分的伸長と圧縮。 | 線状の広いはんいにわたるはげしい沈降と，交代的に生じる部分的褶曲による隆起。部分的な切線的な圧縮が卓越。 | せまくて長い，ほぼ平行な（台地の外形に）線状のはげしい沈降，それと交代するはげしい褶曲運動。 | いろいろの方向をもった線状のはげしい，または適度な沈降。それと交代する褶曲を伴う隆起。切線的な伸長と圧縮 |
| 地殻の垂直方向の動きの量（地質系の厚さの平均） | 数 100 m | 数 1000 m | 数1000 m，ときに数万 m | 数万 m | 数 1000～数万 m |
| 卓越する facies | 浅海性，ラグーン，陸成層。炭酸塩-陸生，含炭，含油，chemogenic 赤色層。 | | 海成およびラグーン。噴出-陸生，含炭，chemogenic | 深海成で急激に浅海成やラグーンにかわる。（末期には陸成層にかわることがある）火山 炭酸塩，陸生-炭酸塩，炭酸塩，フリッシュ，モラッセ，赤色層 | |
| 深成作用のおもな特徴 | 短縮されたサイクル：塩基性・アルカリ性 | 拡大されたサイクル：塩基性・酸性・アルカリ性 | 全サイクル 初期—超塩基性，早期—塩基性分化物，中期—酸性，晩期—中性，酸性，末期—アルカリ性分化物 | | |
| 火山作用のおもな特徴 | 塩基性—裂か | 塩基性および酸性 | 中性—裂か，中心型 | 塩基性，中性，酸性—中心型 | 塩基性，中性，酸性—裂か，中心型 |
| おもな構造運動と迸入岩類の形 | 楯状地，複脊斜，複向斜，flexure，ロポリス，subvolcano，regional dike，シル | 地塊マッシフ，複脊斜地塁，複向斜地溝，底盤，ラコリス，シル | 脊斜，向斜，地一方だけの地塁，底盤，岩脈 | 線状複脊斜，線状複向斜，地塁，地溝，褶曲地塊底盤，ラコリス，ファコリス，シル | 中央山塊，複脊斜，構造海溝，底盤，ラコリス，シル |
| 地形のおもな特徴 | 丘の多い平野，台地，卓状の山 | 低地盆地，地塁，台地，低い山脈 | 低い山脈，線状の幅広い沈降的地形 | 一定の方向性をもった線状の高い山脈，線状の山間低地帯 | 褶曲地塊山地，一定の方向性をもたない線状の山脈，盆地状の沈降地形 |

台地における深成作用は，全体として酸性のもので，それにつづいて，広域的な magmatic granitization がおこっている。地向斜の深成作用は，はげしく分化した塩基性マグマから生じた，全体として酸性および中性のものである。

台地と地向斜の地殻の，現在の構造にみられる特徴をみてみよう。それには，次のようなものがある。a) 中央安定隆起台地，b) 縁辺変動台地，c) 台地近接地向斜，d) 台地間地向斜。

これらの間のお互の関係からみると，マントル物質の分化のいろいろのていどに応じておこる，地殻構造の変化は，質的な飛躍をしていることがわかる。

この発達のいろいろの側面の特徴を第1表に示してある。

すべてを要約して，地向斜と台地は，地殻の弁証法的むじゅんの過程を反映した，むじゅんにみちた相互に関係しあった現象であるといえる。その発達の結果，全地球的の構造の特徴からきめられる，より高次の惑星的構造——大陸隆起と大洋沈降が生じる。

## 文 献


Архангельский А.Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, Гостоптехиздат, М., 1941.

Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники, 2-е изд. Госгеолтехиздат, М., 1962.

Белоусов В.В. Огеологическом строении и развитии океанических впадин. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1955, No. 3.

Белоусов В.В. Основные черты тектоники Центрального и Южного Китая. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1956, No. 8.

Белоусов В.В., Рудич Е.М. Оместе островных дуг в истории развития структуры Земли. «Сов. геология», 1960, No. 10.

Гегельганц А.А., Гальперин Е.И., Косминская И.П., Крашкина Р.В. Строение земной коры центральной части Каспийского моря по данным глубинного сейсмического зондирования. ДАН СССР, 1958, т. 123, No. 3.

Деменицкая Р.М. Зависимость мощности земной коры от возраста складчатости. «Сов. геология», 1958, No. 6.

Деменицкая Р. М. Планетарные структуры земной коры и их отображение в аномалиях. «Сов. геология», 1958, No. 8.

Карпинский А.П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России. «Изв. Акад. наук.», 1894, No. 1; Очерки геологического прошлого Европейской России, No. 7. Изд-во АН СССР, М., 1948.

Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. ИЛ, М., 1955.

Косыгин Ю.А. Тектоника нефтеносных областей, 2-е изд., т. 1. Гостоптехиздат, М., 1957.

Кропоткин П.Н. Тектоническая схема поверхности земного шара. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1948, No. 5.

Кропоткин П.Н. Опроисхождении складчатости. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1950, т. 25, вып. 5.

Кропоткин П.Н. Происхождение материков и океанов. «Природа», 1956, No. 4.

Кюенен Ф.Г. Индонезийские глубоководные депрессии. Сб. «Островные дуги». ИЛ, М., 1952.

Мартьянов Н.Е. Область растяжения в оболочке Земли. ДАН СССР, 1957, т. 116, No. 6.

Мирчинк М.Ф. Против внесения путаницы в представлении о геотектоническом развитии платформы. «Нефтяное хозяйство», 1954, No. 6.

Муратов М.В. Проблема происхождения океанических впадин. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1957, т. 32, вып. 5.

Непрочнов Ю.В. Глубинное строение земной коры под Черным морем к юго-западу от Крыма по сейсмическим данным. ДАН СССР, 1959, т. 125, No. 5.

Непрочнов Ю.В. Результаты сейсмических исследований на Черном море в районе г. Анапы. ДАН СССР, 1958, т. 121, No. 6.

Пейве А.В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1945, No. 5.

Пейве А.В., Синицын В.М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1950, No. 4.

Пейве А.В. Общая характеристика. классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов. Главнейшие типы разломов. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1956, No. 1,3.

Синицын В.М. Основные черты тектоники Китая. Сб. «Вопросы геологии Азии», т.II. Изд-во АН СССР, М., 1955.

Тетяев М.М. Основы геотектоники, 2-е изд. Госгеолиздат, М., 1941.

Тихомиров В.В. Квопросу о развитии земной коры и природе гранитов. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1958, No. 8.

Умбгров Д. Островные дуги. Сб. «Островные дуги». ИЛ, М., 1952.

Хаин В.Е. Некоторые общие закономерности развития платформ. ДАН СССР, 1951, т. 81, No. 2.

Хаин В.Е. Важнейшие типы геосинклинального развития. ДАН СССР, 1951, т. 81, No. 3.

Хаин В.Е. Оподразделении, наименовании и взаимосвязи тектонических движений различного типа. ДАН СССР, 1952, т. 8, No. 8.

Хаин В.Е. Геотектонические основы поисков нефти. Азнефтеиздат. Баку, 1954.

Хаин В.Е. Основные типы тектонических структур. Сб. «Структура земной коры и деформации горных порол». Изд-во АН СССР, М., 1960.

Хаин В.Е., Шейнмонн Ю.М. Сто лет учения о геосинклиналях. «Сов. геология», 1960, No. 11.

Хесс Г.Г. Основные структурные черты северо-западной части Тихого океана. Сб. «Островные дуги». ИЛ, М., 1952.

Шейнманн Ю.М. Заметки к классификации структур материков. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1955, No. 3.

Шейнманн Ю.М. Древнейшие структуры платформ и их значение для общей тектоники, «Сов. геология», 1959, No. 3.

Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточноевропейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1946, No. 1.

Шатский Н. С. Большой Донбасс и система Вичита. Сравнительная тектоника древних платформ. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1946, No. 6.

Шатский Н.С. Освязи платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1947,

No. 4.

Шатский Н.С. Оструктурных связях платформ со складчатымн геосинклинальными областями. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1947, No. 5.

Шатский Н.С. Оглубоких дислокациях, охватывающих и платформы, и складчатые области (Поволжье и Кавказ). «Изв. АН СССР», сер. геол., 1948, No. 5.

Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточноевропейской платформы. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1952, No. 5.

Шатский Н.С., Богданов А.А., Яншин А.Л. Объяснительная записка к тектонической карте СССР. М. 1:5 000 000, Госгеолтехиздат, М., 1956.

Van-Bemmelen R.W. The geology of Indonesia, vol. I A. General geology of Indonesia and Adjacent Archipelagoes. Government Printing Office, The Hague, 1949.

Wen-you Chang, Grundzüge der geologischen Struktur und Entwicklung Chinas. «Geologie», 1959, Nr. 5.

Shingo Ehara, Geotectonic movements in the Pacific, under way since the beginning of the Miocene. «Journal of geology Society», 1958, No. 748, 64.

Ewing J., Ewing M. Seismic-refraction measurements in the Atlantic Ocean basins in the Mediterranean Sea, on the Mid-Atlantic Ridge and in the Norwegian Sea. «Bull. Geol. Soc. Am.», 1959, vol. 70, No. 3.

Hales A.L. The thermal contraction theory of mountain building. «Monthly Notices. Roy. Astron. Soc.», 1953, No. 8.

Huang T.K. Die geotektonischen Elemente im Aufban Chinas, «Geologie», 1960, Nr. 7, 8.

Kraus E. Vergleichende Bangeschichte der Gebirge Akademic Verlag. Berlin, 1951.

Menard H.W., Dietz R.S. Mendocino submarine escarpment. «Journ. Geol.», 1952, 60.

Officer C.B., Ewing M., Wuenschel P.C. Seismic refraction Measurements in the Atlantic Ocean, pt Iy, Bermuda, Bermuda rise and Nares Basin. «Bull. Geol. Soc. Am.», 1952, No. 63.

Raitt R.W. Seismic-refraction studies of the Pacific ocean basin. «Bull. of the Geol. Soc. of America», 1956, vol. 67, No. 12.

Stille H. Atlantische und «pazifische» Tektonik Geolog. «Jahrbuch». 1957, Nr. 74.

# 講演要旨*

## 北海道瀬棚付近の新生界

佐川昭　植田芳郎

この地域は東北日本内帯の北方延長部にあたり，グリーンタフ地域に含まれる。

1) この地域の新生界は，いわゆる古生層と，これを貫く閃雲花崗閃緑岩を基盤とし，基盤は北東隅と南西隅とに分布する。

2) 第三系の最下位の地層は一部堆積岩を含むが，大部分はいわゆるグリーンタフを特徴とする volcanic complex であり，その中に少なくも2層準以上の含炭部と，基底に近く放射性鉱物とが認められる。

3) 上記の地層を不整合におおって，基底礫岩を有する海成層が累重する。この地層は火山岩質砂岩と暗緑色シルト岩との互層からなり，凝灰岩をはさむ。これらの岩層の粒度は，いずれも北方に粗く，南方に細粒となる。広く追跡される白色流紋岩質凝灰岩は，同岩までを貫く基性安山岩とともに，マンガン鉱床の生成に関与していると考えられる。この地層も一部の地域では粘土化などの変質をうけている。

4) 3) の地層とは整合的に塊状微細粒～中粒砂岩が累重し，軽石質凝灰岩の厚層をその下部にはさむ。中上部に良好な鍵層となる凝灰岩が数層はさまれる。3) 4) ともにその細粒部から *Makiyama* sp. を多産する。

5) 以上の地層を不整合におおい，海成の瀬棚層が分布する。瀬棚層は貝化石を多産し，また2サイクルの堆積輪廻が認められる。

| | （地層名） | （厚さ m） | （岩質） | （古生物） |
|---|---|---|---|---|
| 新第三紀 | 関内安山岩類 | ～300 | 上部：角閃石安山岩熔岩<br>下部：角閃石安山岩質凝灰角礫岩 | |
| | 黒松内層 | ＋350 | 主：塊状シルト岩<br>従：凝灰岩・泥灰岩団球 | 珪藻および有孔虫化石 |
| | 八雲層 | 250～320 | 主：硬質泥岩・シルト岩互層<br>従：凝灰岩・珪質団球 | |
| | 訓縫層 | 800～900 | 上部：緑色凝灰岩および緑色砂岩<br>中部：輝石安山岩・同質角礫岩<br>下部：砂岩および礫岩 | 海棲貝化石 |
| | 吉岡層 | ＋250 | 主：砂岩泥岩互層<br>従：石炭および炭質頁岩 | 植物化石 |
| | 福山層 | ＋600 | 主：輝石安山岩およびプロピライト<br>従：流紋岩 | |
| | 花崗閃緑岩 | | | |

6) 瀬棚層とは分布地域を異にして，第四系と思われる湖沼成の大谷地層が分布する。この地域には3段の段丘堆積物が認められる。低位の2段丘は大谷地層を不整合におおい，最も広く分布する高位の段丘は，大谷地層とは関係不明である。

従来 2) の地層は訓縫層に，3) 4) の地層は八雲層を欠除して黒松内層に対比されてきたが，筆者らは，2) は福山統に，3) は訓縫統（含八雲統）に，4) は黒松内統に対比されると考える。

（北海道支所）

## 北海道熊石町付近の新第三系について

秦　光男

本地域は，北海道南西部の先第三系を基盤岩とするグリンタフ地域にあたり，地質構造的位置からみると西部堆積盆（相沼―熊石―久遠―瀬棚）の一部である。

今回の調査研究の結果，従来道南地域の新第三紀・中新世の標準層序とされていた，福山層・吉岡層・訓縫層・八雲層・黒松内層に相当する各地層が，大きな断層構造もなく，単斜構造をもって発達しており，各地層間の関係が明らかとなった。簡略にその層序関係を示すと下表のとおりである。

福山層は陸成の火山噴出岩類や火山砕屑物から構成され，吉岡層は陸成―汽水性の堆積岩からなっている。訓縫層から黒松内層にいたる地層はいずれも海成層で，八雲層下に一部不整合関係を示す現象がみられるほかは，整合関係にある。関内安山岩類は下位の地層を傾斜不整合に覆う陸成の火山噴出岩類である。

時代の決定の手がかりとなるものとしては，吉岡層から産する植物化石と花粉が，訓縫層下部から産する海棲貝化石がある。吉岡層から産する植物化石は棚井敏雅（1963）の報告によると *Keteleeria ezoana*, *Pinus mio-*

* 月例研究発表会講演要旨。昭和41年3月11日本所において開催。

*cenica, Pseudolarix japonica, Comptonica naumanni, Carya miocathayensis, Fagus antipofi, Quercus elliptica, Ulmus longifolia, Zelkova ungeri, Parrotia fagifolia* などで，台島型植物群に属するとのことである。一方訓縫層下部の砂岩礫岩層から産する貝化石は，*Siphonaria* cf. *s-nomurai, Clinocardium* cf. *shinziense, Dosinia tugaruana, Tapes siratoriensis, Macoma optiva, Mya* sp. (以上地質部水野技官鑑定) のほか *Ostrea gravitesta* bed などがあり，東北地方の門ノ沢動物群に酷似している。八雲層および黒松内層では *Makiyama* sp. を普遍的に産し，黒松内層では多量の珪藻を産する。そのほか有孔虫はまれで，貝化石はいまのところ発見していない。

関内安山岩類についていまのところ時代を明確にできないが，地質構造から推測すれば，おそらく鮮新世の火成活動と考えられる。

このほか，後訓縫期の貫入岩として閃緑玢岩がある。

中新世の地層については，便宜上従来の地層名を用いて報告したが，標式地におけるそれぞれの地層との関係，とくに吉岡層と訓縫層については充分検討すべき点が多い。さらに隣接地域への岩相変化と対比については今後の問題として残されている。

(北海道支所)

## 島牧—今金地区の金・銀・銅・鉛・亜鉛・マンガン・硫化鉄鉱床について

### ——とくに新第三紀鉱化作用に関係ある微量成分について——

成田英吉　五十嵐昭明

本地区は北海道西南部寿都郡泊村，瀬棚郡今金町にわたる南北 20 km，東西 15 km の地区である。

この地域の地質，地質構造，火成活動，鉱化作用については，すでに筆者ら (五十嵐他 1957, 1961, 1962; 松村 1961, 1962; 成田 1964, 1965) によって報告されているので，ここでは新第三紀金・銀・銅・鉛・亜鉛・マンガン鉱脈鉱床に関係すると考えられる微量成分について要約を報告する。

微量成分についての検討は，今金鉱山，奥種川鉱化帯，大金鉱山，忠志別鉱化帯，茶屋川鉱化帯の鉱脈に含まれる石英，バラ輝石，菱マンガン鉱，方鉛鉱，黄銅鉱，閃亜鉛鉱，黄鉄鉱と訓縫期の変朽安山岩，玄武岩，石英閃緑岩，変安山岩，基盤岩中の泥岩，ホルンフェルス，花崗閃緑岩，同岩の黒雲母，長石，石英，スカルン鉱物および鉱脈形成に伴う変質作用をうけた変朽安山岩，石英閃緑岩など合せ 211 個の試料を行なった。

定量した成分は島津 QF-60 型発光分光分析写真装置を用い，Ba, Ni, Co, V, Cr, Mn, Cu, In, Sn, Ag, W, Mo, Zn, Cd, As, Sb の 16 成分を行なった。各成分の定量は Internal Standards Method を用いて行なった。

各鉱物，岩石による微量元素の濃集の仕方で中新世の鉱化作用を検討し次のようなことが明らかになった。

1) 鉱脈中の石英中には Mn, Cu, バラ輝石には V, Cu, Zn, As 方鉛鉱には Mn, Cu, Sn, Ag, Zn, Cd, 黄銅鉱には Mn, Ag, W, Cd, Zn, 閃亜鉛鉱には Mn, Cu, Ag, Cd, 黄鉄鉱には Mn, Ag, W, Zn などを一般的に伴い，それぞれに特徴ある元素の随伴が認められる。このほか各鉱物によって異なるが，Ba, Ag, Mo, Cd, Cr, V, Cu, W, As などをときおり伴っている。

2) 基盤堆積岩には微量ではあるが Ba, V, Cr, Mn, Cu, As, W, Zn などが伴われていて，Mn は比較的多い。

3) 鉱化作用を受けた変質岩中の，Ba の挙動はとくに興味深く，今金鉱山 15 号鏈周辺の変朽安山岩では変質相に相応した特徴ある増減をしめしている。鉱脈周辺の氷長石-石英相では鉱脈側に 240 ppm, 400 ppm, 570 ppm と増加し，曹長石-緑泥石相では 25 ppm, 12 ppm と減少し，外側のカオリン-曹長石-緑泥石相では外側に向かって 150 ppm, 300 ppm, 330 ppm と増加している。

4) 一般に塩基性な岩石には，Mn, Ba, Cr, V などの濃集が知られているが，緑泥石を 60% 以上含むこの曹長石-緑泥石相では異常に少ない。これは変朽安山岩が鉱液と反応し，曹長石-緑泥石相の形成される際，それに伴って起こる Ba の二次的な再配分作用によるものと考えられる。

5) Vはごく鉱脈近くまでほぼ一定の値をしめすが，鉱脈近くでは急激な減少をしめしている。

6) Cr は鉱脈近くでVより一そう急激な減少をしめしているが，外側の一部では若干濃集している。

7) Mn は Ba と似た移動の傾向をしめしているが定量限界以上のものが多いので他の分析方法で確めたい。

8) 変朽安山岩，石英閃緑岩に認められる元素はともに熱水作用で比較的容易に移動，集散を行なっている。

9) 母岩の性質による元素の一次的な濃集の仕方で，熱水作用を受けた場合若干異なった移動のようすを示すが，Cr, V, Ba, Cu などは比較的規則的な動きをしめし，地球化学的探査の役割を充分果している。

Ba の鉱化作用に伴う変質にみられる二次的な再配分は，茂賀利，勝山鉱山の重晶石鉱床の成因と輝緑凝灰岩の問題にも関係し，北海道西南部地区の重晶石鉱床に

も重要な問題を提出している。これは今後検討していきたい。

まだ定量されていない Bi, Te, Hg, Ga, Ge との成分や，三恵，長万部鉱化帯の鉱石中の微量成分の平面的な分布（帯状配列）などは引続いて行なっていく予定である。（北海道支所）

## 築別炭鉱付近における泥質岩類の化学組成について

伊藤 聰　狛 武　横田節哉　上島 宏

北海道地区の泥質岩類の化学組成を系統的に明らかにし，地球化学および堆積環境の究明の基礎資料を提供することを目的として行なった，築別炭鉱付近の結果である。

築別川付近の試料について層別に8個（羽幌層については3個）を選び分析を行なった。

試料採取の層準は，下から時代未詳のパンケ沢層ならびに新第三紀中新世の羽幌層中部，上部，三毛別層，築別層，古丹別層の下部，中部，および遠別層の下部などである。

堆積岩の平均化学組成（地質ニュース No. 137, Clarke による）と，この分析結果を比較してみると，(1) $SiO_2$ は羽幌層が同じ位であるが，他の層は全般に多く三毛別層は 72% と非常に多くなっている。(2) $TiO_2$ は羽幌，築別層はやや多く，古丹別層は同じ位で，三毛別，パンケ沢層は非常に少ない。(3) $Al_2O_3$ は $TiO_2$ と同じように遠別，三毛別，パンケ沢層が少なく，(4) $Fe_2O_3$ は全般に少ないが，とくにパンケ沢層が少ない。(5) FeO は羽幌，築別，古丹別層が，$TiO_2$, $Al_2O_3$ と同じように多いか，またはやや少ないようであり，遠別，三毛別，パンケ沢層は非常に少ないようである。(6) $P_2O_5$ は全般に非常に少ない。(7) $H_2O$ は全般に少ないが，パンケ沢層だけ非常に多い。(8) 羽幌層上部と中部では，ほぼ同じ化学組成を示しているが，とくに違いを指摘すれば，上部より中部の方が $SiO_2$, MnO, $H_2O(+)$ が多いことを示している。

以上のことをまとめると，羽幌層，築別層および古丹別層が，また遠別層，三毛別層が，それぞれ比較的似かよった化学組成を示しているが，パンケ沢層は $H_2O(-)$ が多く異なった組成を示している。

次に，同一試料を 1200°C にて膨張倍率を測定した結果，遠別，三毛別，パンケ沢層は，ほとんど膨張せず，小さくなったものさえある。古丹別，築別層は 2～3 倍，羽幌層は 6 倍の結果を得た。

北海道工業試験場で，道内の頁岩類の膨張倍率（1200 °C）を測定した結果，多くは 2～3 倍で，最大 4.7 倍と報告されているが，羽幌層は，さらに膨張倍率が大なので，充分利用価値があると思われる。

膨張倍率測定結果と，化学組成による結果とを合せて考えてみると，羽幌層，古丹別および築別層が，また遠別および三毛別層が，それぞれ同じ傾向を示すことがわかった。（北海道支所）

岩石試料分析結果表

| 番号 | 分析成分 / 採取層 | $SiO_2$ (%) | $TiO_2$ (%) | $Al_2O_3$ (%) | $Fe_2O_3$ (%) | FeO (%) | MnO (%) | $P_2O_5$ (%) | $H_2O(+)$ (%) | $H_2O(-)$ (%) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 遠別層 | 65.45 | 0.49 | 11.18 | 2.73 | 1.63 | 0.06 | 0.04 | 3.55 | 4.44 |
| 2 | 古丹別層 | 61.90 | 0.60 | 16.45 | 1.46 | 3.04 | 0.06 | 0.06 | 3.57 | 3.66 |
| 3 | 築別層 | 61.99 | 0.78 | 15.11 | 2.09 | 2.32 | 0.06 | 0.05 | 2.82 | 4.67 |
| 4 | 三毛別層 | 72.15 | 0.36 | 10.17 | 1.36 | 1.02 | 0.02 | 0.03 | 2.88 | 5.93 |
| 5 | 羽幌層（上部） | 57.34 | 0.76 | 17.56 | 1.69 | 3.29 | 0.13 | 0.06 | 3.46 | 4.46 |
| 6 | 羽幌層（中部） | 58.23 | 0.74 | 17.30 | 1.38 | 3.63 | 0.11 | 0.12 | 3.84 | 4.91 |
| 7* | 羽幌層耐火粘土 | 47.80 | 0.32 | 33.90 | 0.96 | 0.37 | 0.01 | 0.04 | 10.84 | 3.48 |
| 8 | パンケ沢層 | 62.10 | 0.19 | 12.93 | 0.38 | 0.98 | 0.05 | 0.03 | 3.96 | 11.12 |

備考　* 印は膨張率の試験せず。

# 地質調査所月報 第17巻 第6号 目次

## 報　文

北海道天塩郡幌延町問寒別北西部と旧幌延炭礦付近の地質
天北炭田西部地区曲淵地域地質調査報告

## 資　料

天然の状態における鉱石組成測定のための放射能探査法の応用

## 講演要旨

**地質調査所への連絡は**

| | |
|---|---|
| 本　　所 | 神奈川県川崎市久本 135 番地　電話（044）83-3171番 |
| 東京分室 | 東京都新宿区河田町 8 番地　電話（341）7131～8番 |
| 北海道支所 | 北海道札幌市南1条西 18 丁目　電話（61）4465番 |
| 仙台駐在員事務所 | 仙台市外記丁 105（仙台合同庁舎内）電話（21）4701番 |
| 名古屋駐在員事務所 | 名古屋市中区南外堀町 6 の 1（名古屋総合庁舎内）電話（941）6416番 |
| 大阪駐在員事務所 | 大阪市東区杉山町 1 番地　電話（941）3969番 |
| 広島駐在員事務所 | 広島市基町 9 番地（広島通産局内）電話（21）1945番 |
| 四国駐在員事務所 | 高松市花の宮町 2 丁目 3-3（大工試四国支所内）電話（3）3254番 |
| 福岡駐在員事務所 | 福岡市石城町 14—10（通産省福岡合同庁舎内）電話（28）6743番 |

昭和41年5月25日　印　刷
昭和41年5月30日　発　行

工業技術院地質調査所

印刷所　株式会社　笠井出版印刷社
東京都港区西新橋1ノ21ノ8

© 1966　Geological Survey of Japan

U. D. C. 55 (05)

# BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Konosuke Sato, Director

Vol. 17 MAY 1966 No. 5

CONTENTS

T. Bojo & T. Onoé: On the Tertiary in the City of Shimonoseki, Yamaguchi Prefecture, Southwestern Japan ..... 1 (253)

S. Maruyama, K. Horimoto, H. Kawachi, K. Onodera, K. Mukai, K. Ishibashi, S. Gotō, T. Saito & T. Hattori: On the Submarine Recent Sediments and Iron Sand in the Northern Part of Isone-zaki, Chiba Prefecture ..... 17 (269)

K. Horimoto, K. Onodera & S. Maruyama: An Experiment on the Use of "UWTS" ..... 41 (293)

K. Tanaka & M. Katada: Colour Index ..... 48 (300)

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-cho, Kawasaki-shi, Japan

地 質 調 月
Bull. Geol. Surv. J.
Vol. 17, No. 5, 1966